This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

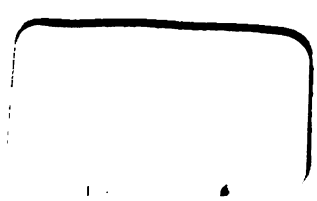
+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.



554.438
A461
6664
53-4 Ind
Alsace Lorraine Geologische Landesanstalt.
3 1953

Mittheilungen

der

Commission

für die

Geologische Landes-Untersuchung

von

Elsass-Lothringen.

Band II. — Heft I.

Mit 4 lithographischen Tafeln.

STRASSBURG i/E.
Strassburger Druckerei und Verlagsanstalt,
vormals R. Schultz u. Comp.
1889.

Preis des Heftes: Mark 2,75.

Veröffentlichungen

der Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen.

---

a. Verlag der Strassburger Druckerei u. Verlagsanstalt.

A. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen.

		Preis. ℳ
Bd. I.	Heft 1. Einleitende Bemerkungen über die neue geologische Landes-Aufnahme von Elsass-Lothringen. — Verzeichniss der geologischen und mineralogischen Literatur, zusammengestellt von E. W. Benecke und H. Rosenbusch. 1875.	3,25
	Heft 2. H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Mit einer geol. Kartenskizze und zwei lithographirten Tafeln. 1877. .	12,40
	Heft 3. P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Mit einer geologischen Kartenskizze und zwei Profilen. 1877.	5,00
	Heft 4. E. W. Benecke, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Mit zwei geologischen Kartenskizzen und sieben lithographirten Tafeln. 1877.	16,80
	Ergänzungsheft. E. Schumacher, Geologische und mineralogische Literatur von Elsass-Lothringen. Nachtrag zu dem oben genannten Verzeichniss und Fortsetzung desselben bis einschliesslich 1886. 1887	3,00
Bd. II.	Heft 1. W. Branco, Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Mit Atlas von 10 lithogr. Tafeln. 1879	6,00
	Heft 2. H. Haas und C. Petri, Die Brachiopoden der Juraformation von Elsass-Lothringen. Mit einem Atlas von 18 lithogr. Tafeln. 1882	12,80
	Heft 3. A. Andreae, Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. Mit Atlas von 12 lithogr. Tafeln. 1884.	10,60
Bd. III.	Heft 1. G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Mit einer Kartenskizze und Profilen. — G. Meyer, Beitrag zur Kenntniss des Culm in den südlichen Vogesen. Mit einer Kartenskizze und Profilen. 1884	5,00
	Heft 2. A. Osann, Beitrag zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen. Mit einer Tafel in Lichtdruck. 1887.	3,00
	Heft 3. E. Cohen, Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. Mit einer geologischen Karte.	6,00

Mittheilungen

aus der geologischen Landes-Anstalt von Elsass-Lothringen.

I. Bericht über die Thätigkeit der Commission für die geol. Landes-Untersuchung während des Jahres 1888.

I. Geologische Aufnahmen.

Herr Professor E. W. BENECKE brachte die Aufnahme des Blattes Lembach sowie des auf das Gebirge entfallenden Theils von Blatt Weissenburg (West) zum Abschluss.

Herr Professor H. BÜCKING setzte die Kartirung auf den Blättern Zabern (Gebirge) und Dagsburg fort und begann die Aufnahme des Blattes Lützelhausen. Derselbe untersuchte ferner zusammen mit den Herren Dr. JAEKEL und Dr. VAN WERVEKE das Uebergangsgebirge in der Gegend von Schirmeck und stellte zusammen mit Letzterem die Gliederung des Rothliegenden im Breuschthal fest.

Herr Professor Dr. A. ANDREAE (Heidelberg) führte die Arbeiten zur Kartirung des Tertiärs und Pleistocäns auf Blatt Sulz u. W. weiter, besonders in dem nördlich und östlich der Bahn gelegenen Gebiete.

Herr Dr. JAEKEL, Assistent am geognostisch-palaeontologischen Institute, hier, betheiligte sich an den Untersuchungen über das Uebergangsgebirge des Breuschthals, wobei ihm besonders die Ausbeute der Fundstellen von Versteinerungen zugewiesen war. Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind in diesen Mittheilungen Bd. I, S. 229—239 kurz zusammengestellt.

Herr Dr. SCHUMACHER führte mit Unterstützung von Herrn Dr. VAN WERVEKE die Gliederung des mittleren Buntsandsteins auf Blatt Bitsch durch, nahm die Ausscheidung verschiedener Unterabtheilungen im unteren Muschelkalk der Blätter Rohrbach, Bliesbrücken und Wolmünster vor, wodurch die Aufnahme dieser Blätter zum vollständigen Abschluss gelangte, und setzte ferner die Kartirung der Vorhügel auf Blatt Zabern fort. — Ausserdem besichtigte Herr Dr. SCHUMACHER mehrmals die zu Meliorationszwecken im Andlauried vorgenommenen Arbeiten, bei welchen auf Anregung des Herrn Unterstaatssekretärs VON SCHRAUT auch die geologischen Verhältnisse berücksichtigt wurden, und untersuchte in den Hochvogesen die zur Fundirung der Abschlussmauern für die Stauhweiher im Schiessrothried und Altweiher gemachten Aufschlüsse.

Herr Dr. VAN WERVEKE setzte die Ueberarbeitung der Blätter Niederbronn und Wörth fort, unterstützte Herrn Dr. SCHUMACHER bei der Gliederung des Buntsandsteins auf Blatt Bitsch, schloss auf den Blättern Weiler und Dambach die Kartirung der Kohlenformation und des Rothliegenden nahezu ab und begann die Aufnahme des Blattes Stürzelbronn. Ausserdem betheiligte er sich an den Untersuchungen des Uebergangsgebirges und des Rothliegenden im Breuschthal.

2. Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe des Jahres wurden veröffentlicht:

Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen:

Bd. IV, Heft 4. O. SCHLIPPE, Die Fauna des Bathonien im oberrheinischen Tieflande. 266 S. und 8 Tafeln in Lichtdruck.

Bd. IV, Heft 5. G. MEYER, Die Korallen des Doggers von Elsass-Lothringen. 44 und VI S. mit 6 lithographischen Tafeln.

GENERAL BOOKBINDING CO.
77 437ST 53 005 S 2 2072
QUALITY CONTROL MARK

Mittheilungen der Commission für die geologische Landes-Untersuchung:

Band I, Heft III.

Inhalt: Mittheilungen aus der geologischen Landesanstalt für Elsass-Lothringen. Von Dr. L. van Werveke. — Ein neues Basaltvorkommen aus dem Elsass. Von H. Bücking. — Ueber eine diluviale Säugethierfauna aus dem Ober-Elsass. Von Dr. L. Döderlein und Dr. E. Schumacher. — Die Gliederung des Sundgauer Tertiärs. Von Dr. B. Förster. — Geognostische Untersuchung der Umgegend von Rappoltsweiler mit Rücksicht auf die Wasserversorgung der Stadt. Von Dr. L. van Werveke. — Geologische und mineralogische Literatur über Elsass-Lothringen. Nachträge zu den früheren Verzeichnissen und Arbeiten, für welche die Zeit des Erscheinens nicht festgestellt werden konnte. Von Dr. E. Schumacher. Referate über die Literatur des Jahres 1887.

Bd. I, Heft IV.

Inhalt: Ueber zwei Fische aus den Angulatuskalken des Unter-Elsass. Von Dr. W. Deecke. Mit einer Tafel in Lichtdruck. — Ueber Schildkrötenreste aus dem Unteroligocän des Sundgaues. Von Dr. B. Förster und H. Becker. Mit zwei Tafeln in Lichtdruck. — Ueber mitteldevonische Schichten im Breuschthal. Von Dr. O. Jaekel.

Von den nachstehenden Blättern der geologischen Specialkarte und der zugehörigen Erläuterungen steht die Veröffentlichung binnen zwei bis drei Wochen bevor: Sierck, Merzig, Gross-Hemmersdorf, Busendorf, Bolchen, Lubeln.

Im Druck befinden sich ausserdem und können voraussichtlich noch im Laufe dieses Jahres veröffentlicht werden: Ludweiler, Saarbrücken, St. Avold, Forbach, Saargemünd, Bliesbrücken, Rohrbach, Bitsch, Roppweiler.

In Vorbereitung zum Druck befinden sich:

E. W. Benecke, Geologie von Elsass-Lothringen. Mit einer geologischen Uebersichtskarte von Elsass-Lothringen im Maassstab 1 : 500,000.

Abhandlungen zur geologischen Specialkarte, Band III, Heft III. E. Cohen, Geologische Beschreibung des oberen Weilerthales mit einer geologischen Uebersichtskarte im Maassstab 1 : 75000.

Geologische Specialkarte von Elsass-Lothringen. Blätter

Wolmünster, Lembach, Weissenburg West und Weissenburg Ost.

Eine Uebersicht über die ausserdem fertig gestellten oder in Aufnahme befindlichen Blätter ist auf der nebenstehenden Seite gegeben.

Nach dem Bericht der SIMON SCHROPP'schen Hof-Landkartenhandlung in Berlin vom 26. Juni 1888 wurden im Jahre 1887 von den von der Commission veröffentlichten Karten verkauft:

Geologische Uebersichtskarte des westl. Deutsch-Lothringen mit Erläuterungen	97	Stück.
Uebersichtskarte der Eisenerzfelder in Lothringen mit Verzeichniss der Felder	111	»
Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogthums Luxemburg mit Erläuterungen	89	»
Blatt Monneren der Specialkarte von Elsass-Lothringen	18	»
Blatt Gelmingen der Specialkarte von Elsass-Lothringen	3	»

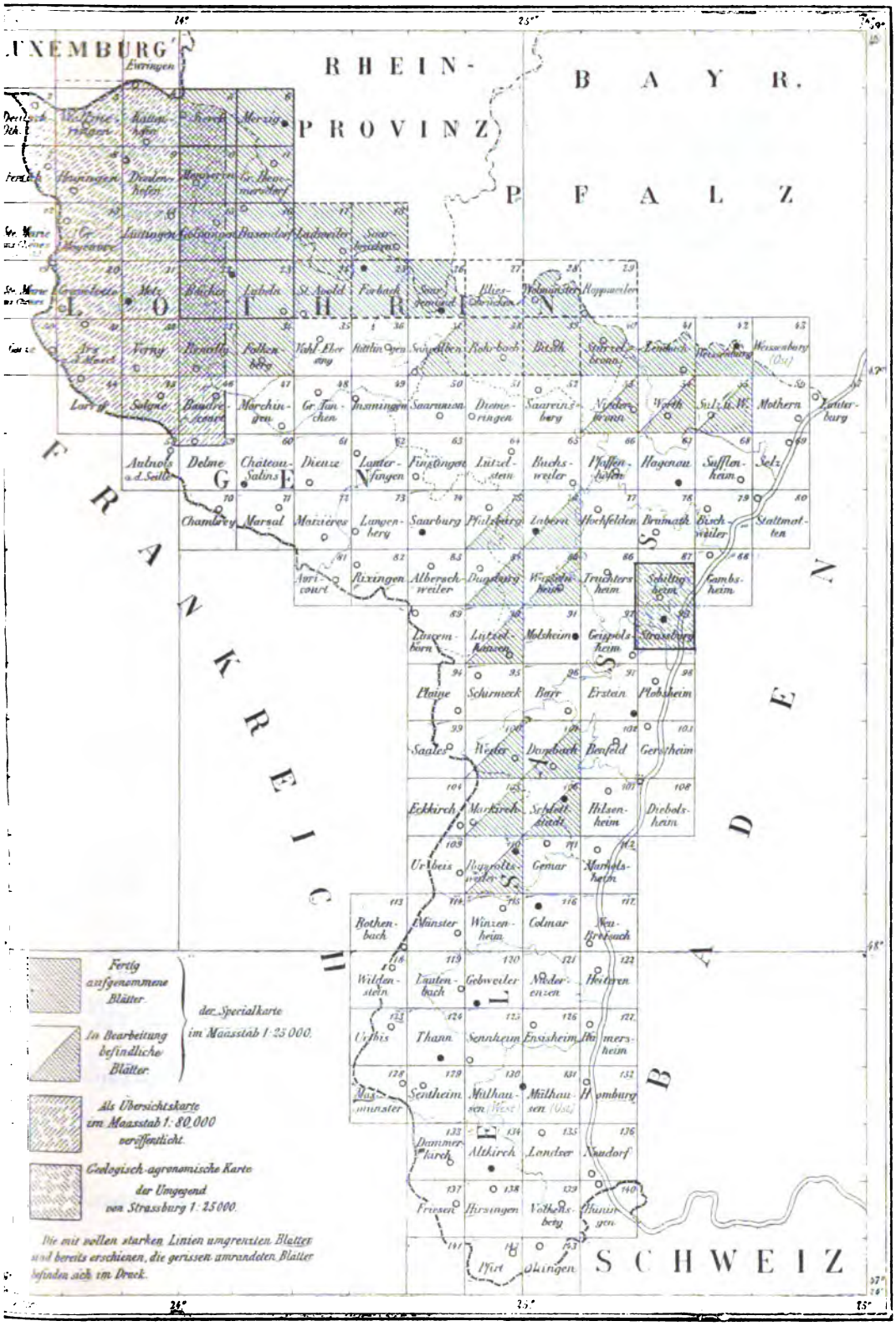
3. Vermehrung der Sammlung.

Durch Kauf wurden Reste diluvialer Säugethiere aus dem Löss von Achenheim und schöne Stufen von Phenakit und Fahlerz von Framont, sowie Fisch- und Saurierreste aus dem oberen Muschelkalk von Steinbiedersdorf bei Falkenberg erworben.

Der Sammlung wurden geschenkt: Von Herrn Kreisbauinspektor ALTHAUS in Colmar 2 Stufen mit Flussspath und Bleiglanz aus verkieseltem Trochitenkalk von Tempelhof bei Bergheim. — Von Herrn Lehrer AMEND in Buschborn Versteinerungen aus den Schichten mit *Ceratites nodosus* von Memersbronn in Lothringen. — Von Herrn Dr. FAUDEL in Colmar Reste verschiedener diluvialer Säugethiere von Vöklinshofen. — Von Herrn Dr. FÖRSTER in Mülhausen schöne Stücke verschiedener *Melania*-Arten aus dem

Geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen.

Stand der Kartirung im Januar 1889.



Melanienkalk der Gegend von Mülhausen. — Von Herrn Dr. JAEKEL in Strassburg ein Mammuthzahn von Vöklinshofen. — Von Herrn JAKOBS, Lehrer in Erlenbach, Bleiglanz und Pflanzenreste aus dem Rothliegenden von Erlenbach. — Von Herrn Oberförster REINARZ und Herrn Wegemeister BAUER in Weiler bei Schlettstadt je ein Stück eines verkieselten Cycadeenstammes.

Die Commission spricht den freundlichen Gebern ihren besten Dank aus.

4. Personalnachrichten.

Herr Regierungsrath VON ALBERT, seit 1882 Mitglied der Commission, ist am 4. Mai 1888 gestorben. Derselbe hat der geologischen Landes-Untersuchung ein stets gleichbleibendes Interesse entgegengebracht und die Zwecke derselben aufs eifrigste gefördert. Bis kurz vor seinem Tode war er mit Zusammenstellung des Materials für eine Arbeit über das unterelsässische Petroleumvorkommen beschäftigt.

5. Verzeichniss der im Jahre 1888 im Austausch eingegangenen Bücher, Zeitschriften und Karten[1].

a) Austausch mit Gesellschaften und Anstalten.

Berlin. Königlich preussische geologische Landesanstalt und Bergakademie.

Geologische Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten im Maassstab 1 : 25000. Lieferung 34, 6 Blätter mit Erläuterungen und je einer Bohrkarte. Lieferung 35, 9 Blätter mit Erläuterungen und je einer Bohrkarte. Lieferung 36, 6 Blätter mit Erläuterungen.

Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. VI, 4 mit Atlas; VIII, 3.

Bern. Geologische Commission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 24. Lieferung IV.

---

1. Die Commission bescheinigt hiermit dankend den Empfang der Zusendungen.

Budapest. Königlich ungarische geologische Anstalt.

Mittheilungen aus dem Jahrbuch der Königl. ungar. geol. Anstalt. Bd. VIII, 5, 6.

Földtani Közlöny (Geologische Mittheilungen). XVIII. 1—4.

Jahresbericht für 1886.

Geologische Karten im Maassstab 1 : 75000. Umgebungen von Hadad Zsibo und Umgebungen von Banffy-Hunyad.

Geologische Specialkarte der Länder der ungarischen Krone im Maassstab 1 : 144000. E, 6. Westl. Umgebungen von Komorn und Neuhäusel. D, 5. Umgebungen von Pressburg.

Publikationen: Petrik, L. Ueber die Verwendbarkeit der Rhyolithe für die Zwecke der keramischen Industrie. Budapest. 1888.

Colmar. Société des sciences naturelles.

Bulletin, 27—29 Jahrgang. 1886—88.

Helsingfors. Finlands geologiska Undersökning.

Kartbladet met Beskrifning: 6, 7, 8, 9, 10, 11.

Lille. Société géologique du Nord.

Annales XIV, 1886—87.

Lissabon. Commission des travaux géologiques du Portugal.

Mémoires:

Description de la Faune jurassique du Portugal. Mollusques. Lamellibranches, par Paul Choffat. 2e Livraison.

Étude sur les Bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du système silurique du Portugal, par Delgado. Supplément.

Description des Échinides, par P. de Loriol. Second et dernier fascicule. Échinides irréguliers ou exocycliques.

Madrid. Comision del Mapa geologico de Espana.

Memorias: Descripcion de la provincia de Huelva. Por D. Joaq. Gonzalo y Tarni. 1. Band in 2 Theilen.

Metz. Verein für Erdkunde.

Jahresbericht für 1887—88.

Moskau. Société impériale des naturalistes.

Bulletin, Neue Serie. 2. Beilage zu I; II, 1—3 mit Beilage 1.

Mülhausen. Société industrielle.

Bulletin, LVIII. 1888 Januar—November.

Paris. Société géologique de France.

Bulletin, XV, 4, 5, 7, 8; XVI, 1—5.

St. Petersburg. Comité géologique.

Mémoires: V, 2—4; VI; VII, 1, 2.

Bulletin, VI, 11, 12; VII, 1—5 mit Supplement: Bibliothèque géologique de la Russie. 1887.

Rom. Reale comitato geologico d'Italia.

Bolletino, Supplement zu XVIII. XIX, 1—8.

Saarbrücken. Bergwerksdirection.

Revier-Uebersichtskarte 1 : 10000. Blätter Reden und Jägersfreude-Saarbrücken. Mit Erläuterungen.

Stockholm. Geologiska Foereningen.

Förhandlingar. X, 1—6.

Stuttgart. Königlich württembergisches statistisches Landesamt.

Geologische Karte von Württemberg mit Begleitworten. Blätter Riedlingen (40) und Saulgau (46).

Die geognostische Profilirung der württembergischen Eisenbahnlinien. Lief. 4. VII, Die Gäu- und Kinzigbahn von Stuttgart nach Schiltach.

Washington. United States geological Survey.

Monographs: Geology and Mining Industry of Leadville, with Atlas, by S. F. Emmons.

Wien. K. K. geologische Reichsanstalt.

Jahrbuch XXXVII (1887) 3, 4; XXXVIII (1888) 1—3.

Verhandlungen. (1888) 1—14.

— K. K. naturhistorisches Hofmuseum.

Annalen III, 1—4.

b. Austausch mit Privaten.

A. Andreae. Heidelberg.

Andreae, A. und König, W., Der Magnet-Eisenstein vom Frankenstein an der Bergstrasse. Bes. Abdr.

Bleicher. Nancy.

Bleicher, Recherches lithologiques sur la formation à bois siliciflés de Tunisie et d'Algérie. Bes. Abdr.

H. Bücking. Strassburg.

Gr., Asphalt in Muschelkalk. Bes. Abdr.

H. Eck. Stuttgart.

H. Eck, Zusätze zu der Uebersicht über die in Württemberg und Hohenzollern in der Zeit vom 1. Januar 1867 bis zum 28. Februar 1887 wahrgenommenen Erderschütterungen. Bes. Abdr.

— Ein monströser *Sphaerocrinus*. Bes. Abdr.

— Ueber augitführende Diorite im Schwarzwalde. Bes. Abdr.

Mittheilungen der Erdbeben-Commission des naturwissenschaftlichen Vereins zu Karlsruhe. Bes. Abdr.

Dr. Faudel. Colmar.

Faudel et Bleicher, Matériaux pour une étude préhistorique de l'Alsace, 5e publication. Bes. Abdr.

Ch. Grad. Logelbach.

Ch. Grad, Autour du Grand-Ballon. — Thann, Guebwiller, Ribeauvillé. (Bes. Abdr. aus «Le Tour du monde».)

V. Gümbel. München.

v. Gümbel, Geologisches aus dem Engadin. Bes. Abdr.

W. Kilian. Paris.

W. Kilian, Note sur le Gault de la montagne de Lure et le ***Schloenbachia inflatiformis***. Bes. Abdr.

— Description géologique de la montagne de Lure (Basses-Alpes). Paris 1889.

Ch. Vélain. Paris.

Michel Lévy et Ch. Vélain, Réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France à Sémur-en-Auxois. Notes et comptes rendus d'excursion. Texte et planches, 2 cahiers, Paris 1881.

Ch. Vélain, Les volcans, ce qu'ils sont et ce qu'ils nous apprennent. Paris 1884.

— Note sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande. Bes. Abdr. 2 Exempl.

— La géographie physique, son objet, sa méthode et ses applications. Bes. Abdr.

— Esquisse géologique de la Guyane française. Bes. Abdr.

— Note sur la constitution géologique des îles Seychelles. Bes. Abdr.

— Les tremblements de terre, leurs effets et leurs causes. Bes. Abdr.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale. Bes. Abdr.

— Étude microscopique de quelques verres artificiels. Bes. Abdr.

— Le permien dans la région des Vosges. — Les roches basaltiques de la côte d'Essey. — Diabase andésitique et gabbrolabradorique à structure ophitique dans le lias moyen de la province d'Oran. Bes. Abdr.

— Le carbonifère dans la région des Vosges. Bes. Abd.

— Conférence de géologie, 2e partie, Pétrographie.

L. van Werveke. Strassburg.

Bericht über die 21. Versammlung des oberrheinischen geologischen Vereins zu Oberschaffhausen im Kaiserstuhl am 5. April 1888.

Congrès géologique international. — Compte rendu de la 3e session, Berlin 1885. Berlin 1888.

Mittheilungen aus dem Vogesenclub. No. 21.

Jahrbuch für Geschichte, Sprache und Literatur Elsass-Lothringens, herausgegeben von dem historisch-literarischen Zweigverein des Vogesenclubs. Jahrgänge 3 u. 4.

Vom Kaiserlichen Ministerium für Elsass-Lothringen, Abtheilung des Innern, wurde der Commission überwiesen:

Uebersichtskarte über den Verkehr auf den Staats-, Bezirks-, Vicinal- und Kreisstrassen in Elsass-Lothringen im Jahre 1887.

II. Arbeitsplan für die geologischen Aufnahmen des Jahres 1889.

Herr Professor E. W. BENECKE wird zusammen mit Herrn Dr. VAN WERVEKE Blatt Stürzelbronn aufnehmen.

Herr Professor H. BÜCKING wird zusammen mit Herrn Dr. E. SCHUMACHER die Aufnahme des Blattes Zabern vollenden und später auf den Blättern Dagsburg, Schirmeck und Lützelhausen weiter kartiren.

Herr Professor A. ANDREAE wird auf Blatt Sulz den nördlich der Bahnlinie noch zu kartirenden Theil fertig stellen.

Herr Dr. E. SCHUMACHER wird die Aufnahme auf Blatt Zabern zusammen mit Herrn Professor H. BÜCKING abschliessen und die Blätter Hochfelden und Brumath in Angriff nehmen. Mit Rücksicht auf den vom Kgl. bayerischen Oberbergamt gewünschten Anschluss der im Druck befindlichen geologischen Uebersichtskarte der Pfalz an die Karten des Reichslandes wird derselbe ausserdem den nördlichen Theil der Blätter Mothern und Lauterburg begehen.

Herr Dr. VAN WERVEKE wird die Ueberarbeitung der Blätter Niederbronn und Wörth fortsetzen, dabei besonders die Umgebungen von Reichshofen und Fröschweiler, für welche Orte Anfragen über Trinkwasserversorgung vorliegen, berücksichtigen und zusammen mit Herrn Professor BENECKE Blatt Stürzelbronn aufnehmen.

Strassburg, den 31. Januar 1889.

Im Auftrage der Commission
für die geologische Landes-Untersuchung
von Elsass-Lothringen.

Dr. LEOPOLD VAN WERVEKE.

Glacialerscheinungen im Dollerthale.

Von

Herrn **W. DEECKE** in Greifswald.

Auf dem Ostabhange der Vogesen sind Spuren einer ehemaligen Vergletscherung im Vergleiche zu ihrer Entwickelung auf der Westseite im Allgemeinen nur in geringer Verbreitung nachgewiesen. Dieselben fehlen anscheinend ganz im nördlichen Theile des Gebirges bis zum Kaysersberger Thal; und sehen wir in den Hochvogesen von manchen eigenthümlichen Seebildungen ab, welche lange als glacial galten, neuerdings aber als Becken an Abbruchslinien gedeutet werden, so bleibt nur der südliche Abschnitt des Gebirges mit Münster-, Amariner- und Dollerthal übrig, in welchen unzweifelhafte Glacialerscheinungen vorhanden sind. Meine Untersuchungen in dieser Richtung, welche im Laufe des letzten Herbstes gelegentlich einer Kartirung des Amphibolbiotitgranitstockes des Elsässer Belchen angestellt wurden, beziehen sich nur auf das südlichste der drei genannten Thäler, auf das Dollerthal.

Dasselbe liegt eingeschlossen zwischen dem Hauptkamme der Vogesen und zwei Seitenkämmen, deren nördlicher zuerst W—O, dann nach einem scharfen Knicke NW—SO, und deren südlicher beinahe genau W—O streicht, so dass das Thalbecken in seiner Gesammtheit ein Trapez bildet. Der Hauptkamm, dessen Streichen von SW nach NO gerichtet ist, beginnt im Süden mit dem 1244,7 m hohen Elsässer Belchen und setzt sich über den Rundkopf (1116,6 m), über

die Höhen oberhalb Wasserfall (1093,4 m) und Neuberg (1095,8 m), über die Oberen Gratzen (1116,5 m) und die Obere Bers (1248,8 m) bis zum Rothwasen nach NO hin fort. Dort zweigt sich der nördliche Seitenkamm ab, welcher den Rimbachkopf (1194,7 m), den Hohen Kopf (891,6 m) und die Rossberg-Gruppe (1191,4 m) umfasst. Andererseits erstreckt sich die südliche Thalbegrenzung vom Belchen über den Grossen Langenberg (1138,1 m), Wissgrüt (1123,1 m) und den Giromagny-Berg (972,8 m) zum Bärenkopf (1073,4 m) und Sudel (914,1 m). Das Hauptthal selbst verläuft vom Fusse des Belchen zuerst in fast westöstlicher Richtung über den jetzt aufgestauten Alfeld-See und über das circa 2000 m lange und 400 m breite Becken des Sewensees bis Dollern, Oberbruck und Kirchberg. Bei letzterem Orte macht es dann eine Biegung nach SO und tritt jenseits des Hauptortes Masmünster bei dem Dorfe Aue in die Rheinebene hinaus. Bei Oberbruck mündet von Norden her das Rimbachthal ein, das den Ueberschuss dreier kleiner, nahe dem Kamme gelegener Seen, des Sternsees und der beiden Neuweiher im Seebache und Neuweiher Bache abfliessen lässt. Zwischen diese beiden Wasserläufe schiebt sich vom Kamme, d. h. von der Oberen Bers, her der Rücken der Mittleren Bers ein, ebenso wie zwischen dem Hauptthale von Sewen und dem Neuweiher- oder Ermensbacherthälchen der Zug der Gratzen (Obere, Mittlere, Untere Gratzen, Wüstkopf, Boos-Berg) trennend vorspringt. Von Sewen führt gegen Süden noch ein Seitenthal zum Wissgrüt hinauf, biegt dann aber vor diesem Gipfel rechtwinklig nach Osten hin um und endigt nicht weit vom Gipfel des Bärenkopfes. Man bezeichnet seiner grösseren Länge wegen dieses Seitenthal als Dollerthal und betrachtet demnach den vom Elsässer Belchen und vom Alfeld herabkommenden Holen- oder Seebach nur als einen Zufluss der Doller, während orographisch der Einschnitt desselben das Hauptthal vorstellt. Die zahlreichen, kleinen Wasseradern, welche östlich und südöstlich von Oberbruck vom Rossberg-Massiv und der Bärenkopfkette der Doller zuströmen, können hier unberücksichtigt bleiben.

An der geologischen Zusammensetzung der Thalgehänge nehmen palaeozoische (hauptsächlich karbonische) Grauwacke,

Amphibolbiotitgranit (Syénite des Ballons der französischen Autoren) und untergeordnet in Gängen und Lagern Syenit- und Labradorporphyre, sowie Diabas theil[1].

Die sehr wechselnden, grauen oder schwarzen, seltener gelbbraunen, bald weichen, schieferigen, bald quarzitischen, hornsteinartigen oder deutlich krystallinen, porphyrartigen Gesteine, die man unter dem Sammelnamen «Grauwacke» zusammenzufassen pflegt, bilden mit geringen Ausnahmen die Thalgehänge östlich von Kirchberg und Oberbruck bis zur Ebene hin[2]. Sie erscheinen aber auch am Kamme und ziehen vom Rothwasen mit westlichem, zum Theil sehr steilem Einfallen über den Sternsee, die Obere Bers, die Oberen Gratzen bis zum Neuberg. Ferner nehmen sie die Höhen zwischen Rimbach, Oberbruck, Dollern, Sewen bis zu den Mittleren Gratzen hinauf ein und setzen den Rücken des Kleinen Langenberg, den Giromagny-Berg und die Bärenkopfgruppe fast ausschliesslich zusammen. Eingeschaltet sind dieser Grauwacke Lager von Labradorporphyr[3], z. B. am Südabhange des Wüstkopf genannten Vorsprunges der Gratzen oberhalb Sewen, an der Seewand über dem Sewensee, bei Klein-Langenberg, am Bramenstein auf der rechten Seite des oberen Dollerthales u. a. a. O. m.

Zwischen der Grauwackenzone des Kammes und derjenigen der Gratzen liegt ein SW—NO streichender Zug von Amphibolbiotitgranit, der den Wissgrütgipfel, den Grossen Langenberg, den Elsässer Belchen, sowie den Kamm bis zum Neuberg zusammensetzt, sich dann, bei den Gratzen und an der Unteren Bers mehr und mehr an Breite abnehmend, zwischen Grauwacke einkeilt und endlich am Abhange des Rothwasen unter Grauwackebe-

1. Vergl.: Carte géologique du départ. du Haut-Rhin par Delbos et Köchlin-Schlumberger. Colmar 1865. Dieselbe gibt ein ungefähres Bild von der Vertheilung der oben genannten Gesteine, ist aber in allen Einzelheiten ungenau und der Revision bedürftig.

2. Delbos et Köchlin-Schlumberger, Descript. géol. etc. du dép. du Haut-Rhin. 1866.

Meyer, Beitrag zur Kenntniss des Culms in den südlichen Vogesen. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothr. Bd. III. H. 1.

3. Osann, Beiträge zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothr. Bd. III. H. 2. 1887.

deckung verschwindet. Diese Partie des Granitstockes, welche wir im Gegensatze zu dem weiter unten zu besprechenden Granite des Dollerthales als centrale bezeichnen wollen, besteht aus einem grobkörnigen Gesteine, das an seinen grossen, fleischrothen Orthoklas-Einsprenglingen leicht kenntlich ist und deshalb auch selbst in losen Brocken, sei es als Fluss-, sei es als Moränenschotter, unschwer auf seinen Ursprungsort zurückgeführt werden kann. Andererseits aber, wie man sich auf dem Wege vom Belchen zum Wissgrüt überzeugen kann, ändern sich im Gestein gegen Osten hin allmählich Struktur und Aussehen. Es verschwinden die grossen Feldspathe, ein mittleres, ja selbst feines Korn gewinnt Oberhand, der Quarz tritt makroskopisch fast ganz zurück, und es entsteht eine ganz anders aussehende Granit-Varietät, ein Augitbiotitgranit, welcher bei Sewen, Dollern und Oberbruck überall in der Tiefe der Thäler unter der Grauwacke zu Tage tritt, und dessen Verbreitung für die Thalbildung wie für die Glacialerscheinungen von der höchsten Bedeutung geworden ist. Eine ausführlichere Beschreibung des Granites, seiner Verbreitung und Differenzirung wird in nächster Zeit an anderer Stelle gegeben werden.

Endlich haben wir noch einen 250 m breiten, stockartigen Gang eines titanitreichen Diabases zu erwähnen, der auf den Gratzen beginnend quer durch das Neuweiherthal hindurchsetzt und auf dem Rücken der Bers oberhalb Rimbach auskeilt[1].

Die Glacialerscheinungen in diesem soeben topographisch wie geologisch kurz geschilderten Gebiete bestehen in Moränen, Rundhöckern, Gletscherschliffen und Strudellöchern, welche zum Theil schon früher mehrfach erwähnt und richtig gedeutet worden sind. So beschäftigten sich u. A. Delbos und Köchlin-Schlumberger[2] mit denselben. Schliesslich wandten Grad und Gerland[3] sowie ganz neuerdings Hergesell und Rudolph[4] demselben

1. Cohen, Ueber einige Vogesengesteine. N. Jahrb. 1883. I. 199.

2. l. c. Bd. II.

3. Gerland, Ueber Gletscherspuren in den Vogesen. Verh. des 4. deutschen Geographentages zu München. 1884.

4. Hergesell und Rudolph, Unsere Vogesenseen. Festschr. zur Feier des 350jähr. Bestehens des protest. Gymnasiums zu Strassburg. 1888. Theil II. p. 162 ff.

Gegenstande ihre Aufmerksamkeit zu. Ein Theil der älteren Beobachter rechnete auch noch die Seen am Kamme, den Sternsee und die beiden Neuweiher, als Moränenstauseen mit zu den Glacialphänomenen, eine Deutung, die Gerland für diese Wasseransammlungen wohl mit Recht hat fallen lassen, die er aber ebenso wie Rudolph und Hergesell für das Sewenbecken aufrecht zu erhalten geneigt ist.

Das Seephänomen der Vogesen ist neuerdings so viel besprochen worden, dass ich es, soweit es das Dollerthal betrifft, nur mit wenigen Worten zu berühren brauche. Dies kann um so kürzer geschehen, als bald eine eingehende von Hergesell und Rudolph verfasste Arbeit über die Vogesenseen erscheinen wird.

Die von Gerland für die Entstehung der meisten hoch am Kamme gelegenen Wasseransammlungen angenommene Erklärung, dass sie nämlich in Einsturzbecken an Abbruchslinien des Gebirges liegen, dürfte auch für den Sternsee und die Neuweiher richtig sein. Dass von Moränenbildungen am Ausflusse derselben nichts wahrzunehmen ist, und dass ringsherum nur fester Fels ansteht, ist neuerdings nachgewiesen und konnte von mir bei meiner Begehung des Gebietes bestätigt werden. Der Beweis aber für den tektonischen Ursprung dieser Becken ist vielleicht nirgends so leicht und klar zu erbringen wie gerade am Sternsee. Die Grenze von Granit und Grauwacke zieht nämlich mitten durch den See hindurch und fällt zusammen mit einer SW—NO streichenden Bruchlinie, durch welche Granit und Grauwacke neben einander zu liegen kommen. Hart an der Verwerfung steht die Grauwacke senkrecht und ist stark zerklüftet. Erst 100 m gegen Westen zu stellt sich am Kamme steiles und langsam gegen Frankreich abnehmendes Einfallen zum Moselthale hin ein. Dass auch der Granit von dieser Senkung nicht vollkommen unbeeinflusst geblieben sein kann, ist selbstverständlich und damit auch der Weg, welcher zur Erklärung der in diesem Gesteine eingesenkten Becken, vor allem des Sternsees, führen kann, angedeutet. Auf dieselbe Verwerfung ist ferner das hinter den Neuweihern am Kamme gelegene Thälchen zurückzuführen; doch wird an der

Gestaltung und Eröffnung desselben gegen die Neuweiher die Erosion einen bedeutenden Antheil haben.

Weniger klar als am Sternsee ist bei den Neuweihern der Zusammenhang ihrer Entstehung mit der Tektonik der Umgebung, da in dem massigen Granite Bruchlinien kaum zur Beobachtung gelangen können. Die eigenthümliche Kesselform jedoch, das wenigstens stellenweise absatzartige Ansteigen der Wände (Gr. Neuweiher, linke Thalseite), das Auftreten von Eisenglanzgängen und die Nachbarschaft der genannten Dislokation lassen die Deutung derselben als Einsturzbecken immerhin als berechtigt erscheinen. Ob der kleine Neuweiher nur als Strudelloch des in einem Wasserfalle herabstürzenden Abflusses des grossen Neuweihers aufzufassen ist, wie Hergesell und Rudolph annehmen, wage ich nicht zu entscheiden.

Wandert man von diesen Seen auf dem Kamme entlang gegen den Belchen hin, so biegt die Hauptverwerfung bei Neuberg gegen WSW hin ab. Eine andere, durch zahlreiche Quarzgänge angedeutete Spalte dürfte indessen in der ursprünglichen Richtung durch das Isenbachthal zum Alfeldbecken hinabreichen und den Querriegel, der das Thal versperrt, veranlasst haben. Dies im Laufe der Zeit vom Wasser des Holenbaches fortgeräumte Hinderniss ist heute durch eine grosse Mauer wieder hergestellt und so ein Reservoir (Stauweiher, Alfeldsee) von grossem Wassergehalte geschaffen. Damit ist aber wahrscheinlich nur ein altes, gewissermassen abgestorbenes Seebecken wieder ins Leben gerufen, dessen geschichtetes, zum Theil aus gerundetem Granitschotter bestehendes Sediment gelegentlich in der Tiefe des Alfeld-Beckens bei sehr niedrigem Wasserstande erschlossen ist. Doch dürfte schwerlich der ehemalige Alfeldsee die Dimensionen des heutigen Stauweihers besessen haben.

Analog dem Abfall des Kammes über dem Sternsee und den Neuweihern ist wohl auch der gegen Ost gerichtete Steilabsturz des Elsässer Belchen entstanden. Der schroffe, 360 m hohe Abbruch des sonst domartig gewölbten Berges fällt der Richtung nach zusammen mit der hinter dem Grossen Langenberg und Wissgrüt durchziehenden Grenze von Grauwacke und Granit, deren Auftreten und

Verlauf derjenigen am Sternsee überaus ähnlich ist. Die beiden kleinen, dem unteren Alfeld zu geneigten Terrassen an den beiden Seiten des 885,1 m hohen Kopfes über der Sennhütte Bedelen sind der Terrasse des kleinen Neuweihers entsprechende, nur wasserfreie Bildungen, und der sie trennende Buckel wäre etwa dem nordwestlich von den Neuweihern aufragenden Joppel-Berge (1000 m) vergleichbar.

Ausser den genannten Seen und den ihnen homologen Bildungen haben wir noch den Sewensee zu betrachten. Bis in die neueste Zeit hat man vermuthet, dass er einer Schotteranhäufung glacialer Natur seine Entstehung verdanke, dass das breite und lange Thal, in welchem die unbedeutende Wassermasse als letzter Rest eines ausgedehnteren, vertorften Sees gelegen ist, durch eine Moräne bei Sewen abgesperrt sei. Geologische Bestätigung für diese Ansicht zu gewinnen, hat freilich bisher nicht recht gelingen wollen. Meiner Meinung nach handelt es sich hier gleichfalls nicht um einen Moränenstausee, sondern wie bei den übrigen genannten Becken ist ein Riegel festen Gesteins die Veranlassung der Wasseransammlung gewesen. Auf beiden Seiten des Thales, sowohl unter wie oberhalb Sewen, am Fusse des Kleinen Langenberges, des Wüstkopfes, Hohensteins, Schopferberges und am Rothe- wie Boos-Berge tritt der vorzugsweise aus Feldspath, Biotit und Augit mit etwas Quarz bestehende, feinkörnige Granit hervor, der im Dorfe selbst und dicht unterhalb desselben von beiden Seiten in das Thal vorspringt, so dass ein Theil des Ortes in den Resten eines jetzt zerstörten Granitriegels liegt. So zieht sich eine Reihe von zum Theil recht schroffen, mehr oder minder isolirten Felsen vom Rotheberg über die Landstrasse zur unteren Sägemühle am Dollerflusse und von dort zum Hohenstein und ins obere Dollerthal hinauf. Ihre Höhe beträgt, wenngleich sehr wechselnd, im Durchschnitt etwa 10 m, d. h. sie erreicht denselben Betrag, um welchen das Sewenbecken von diesem Riegel bis zur Granitschwelle des Alfeldes ansteigt. Die Felspartieen selbst zeigen starke Abnagung, sind geglättet und gerundet, z. B. im Steinbruch unterhalb Sewen und südöstlich der Kirche am Fusse des Hohensteins. Am letzten Punkte kann man an zwei in der Wiese befindlichen

Granitbuckeln, gerade wie an den isolirten, durch Gletscher abradirten Felskuppen des südlichen Schwedens, eine schroffe Stoss- und eine flachere Abgleitfläche beobachten, die, verbunden mit gelegentlich auftretender Schrammung, zweifellos für das ehemalige Vorhandensein eines Gletschers spricht.

Eis und Wasser haben die ursprünglich gegen 40 m hohe Granitbarriere abgetragen und durchnagt. Der letzte 10 m hohe Rest derselben genügte aber dennoch, ehe er von der Doller durchschnitten war, die Bildung eines Sees zu veranlassen, welcher wie Hergesell und Rudolph wohl mit Recht annehmen, das ganze 2000 m lange Thal erfüllte und erst durch Vertorfung oder durch Tieferlegung seines Abflusses verkleinert wurde. Von Moränenschotter habe ich an dieser Schwelle so gut wie nichts beobachtet; es wäre ja aber auch denkbar, dass die Vertiefung des Abflusses und damit auch der Ablauf des Sees durch die Schottermassen verzögert wurde, welche sich aus der Runse des Fallengesicks am linken Ufer nahe bei Sewen in Gestalt eines flachen Kegels in das Becken vorgeschoben haben.

Weitere Reste dieses granitischen Riegels finden sich zwischen Sewen und Dollern als gerundete, isolirte Felspartieen mitten in der Thalsohle und ziehen vom Schopfersberge schräg im Bogen nach NW zum Haffnerberge oberhalb Sewen hinüber. Gewissermassen als orographischer Ersatz für die an der linken Dollerseite ziemlich weggeräumten Granite treten Moränenmassen ein, die weiter unten zu besprechen sein werden. In ganz gleicher Weise schliesst Granit drittens das von Dollern zum Giromagny-Berge hinaufführende Graberthal und das bei Oberbruck mündende Rimbachthal ab.

Gelegentlich der Besprechung des pseudoglacialen Sewenbeckens wurde bereits wirklicher Glacialspuren, der gerundeten und geglätteten Felsen und der Schrammung auf denselben gedacht. Letztere ist nur selten direkt zu beobachten, wohl meistens deswegen, weil Verwitterung, besonders die Einwirkung des Frostes, dann Wind und Regen ihre Spur verwischten. Um sie deutlich wahrnehmen zu können, bedarf es eigentlich immer frisch abgedeckter, eben vom Schutt befreiter Flächen. Eine derartige, augen-

blicklich noch sehr schöne Stelle liegt im Wagenstall-Thälchen, am Fusse des Wissgrüt. Dort wurde bei Anlage des neuen Fahrweges nach der Sennhütte des Grossen Langenberges in der Höhe von ca. 800 m eine Granitwand entblösst, die vollkommen geglättet, zahlreiche ca. 2 mm tiefe Furchen und Streifen aufweist. Dieselben sind untereinander parallel, gegen das Thal mit etwa 10° geneigt und, da eine Rutschfläche nach dem ganzen Habitus ausgeschlossen erscheint, wohl glacialer Entstehung. Hervorgerufen müssen dieselben sein durch eine vom Kamme des Grossen Langenberg gegen das obere Dollerthal herabsteigende Eismasse. Auch der durch Steinbruchbetrieb angeschnittene Rundhöcker vor Sewen hat aller Wahrscheinlichkeit nach früher solche Schrammung besessen, welche jedoch jetzt recht undeutlich geworden ist. Es würde augenscheinlich nicht schwer sein, durch Forträumen des die Oberfläche schützenden Schuttes an vielen anderen Punkten im oberen Thalabschnitte noch mehrfach glaciale Streifung nachzuweisen. — Gerundeten, geglätteten Felsen, deren Polirung möglicher Weise nicht rinnendem Wasser, sondern Eis zuzuschreiben ist, begegnet man ferner am linken Ufer des Alfeldsees, wo in Folge der Arbeiten am Stauweiher der Gehänge- und Moränenschotter weggeschafft worden ist. Die Schrammung ist hier bereits verschwunden, und es hat der Fels durch raschere Verwitterung der kleineren Gesteinsgemengtheile bei grösserer Widerstandsfähigkeit der Orthoklas-Einsprenglinge eine rauhe Oberfläche angenommen. Delbos nennt geglättete Felspartieen auch am Holen-Bache, doch lässt sich bei diesen nicht mit Sicherheit feststellen, ob Eis oder fallendes Wasser ihre glatte Oberfläche veranlasst haben. Ferner sind verschiedene Felsen am Abhange des Boos-Berges oberhalb Dollern, dann im Thale selbst am Fusse des Schopfersberges rund geschliffen.

Es handelt sich in diesen Fällen stets nur um Granit, da die meist sehr stark zerklüftete und in Folge davon rasch zerfallende Grauwacke nach kürzester Zeit ihre glatte Oberfläche, wenn je überhaupt eine solche hergestellt werden konnte, verliert. Deshalb hat man auch so selten, man kann fast sagen nie, Gelegenheit, im oberen Dollerthale, im Wagenstallthale und oberhalb Rimbach

bis zum Beginne der Granitzone derartige «roches moutonnées» zu beobachten. Ganz vorzüglich hat dagegen der breite Diabas-Gang des Ermensbacher Thales seine abgeschliffene Oberfläche bewahrt. Ich spreche hier nicht von den runden, schon von Delbos erwähnten beiden Kuppen in der Thalsohle, die auch durch Wasser geglättet sein könnten, sondern von den vereinzelten Felsen, die 10 m über dem Thalwege unter Grauwackeschotter und granitischem Moränenmateriale anstehen. Bei dieser Höhe und bei der Anwesenheit gewaltiger, eckiger Granitblöcke kann man die Rundung des Diabases nur auf Gletscherwirkung zurückführen. Sonst haben im Ermensbacher Thale Zerklüftung und Verwitterung selbst im Bereiche der Granitzone der Neuweiher stark mit den geglätteten Felsen aufgeräumt.

Drittens wären die Moränenbildungen im Dollerthale zu besprechen. Man kann Stirn- und Seitenmoränen, erstere besonders im Hauptthale, letztere vorzugsweise in den Nebenthälern nachweisen. Diese Schuttanhäufungen sind so bedeutend und tragen so unzweifelhaft glacialen Habitus, dass sie schon früh und seitdem mehrfach von Delbos u. a. m. erwähnt und richtig gedeutet worden sind.

Die ausgedehnteste derartige Schottermasse ist die lang bekannte Kirchberger Moräne, welche von Dollern in weitem, gegen SO konvexen Bogen schräg durch das Thal nach Kirchberg hinüberzieht. In ihrem oberen Theile legt sie sich an die Grauwackenberge des rechten Dollerufers an, löst sich dann aber mehr und mehr von denselben los, gewinnt an Deutlichkeit, Höhe und Steilheit, bis sie bei Kirchberg mit einem ziemlich schroffen Hügel, auf dem die Kirche steht, endigt.

Es ist dies eine Stirnmoräne und zwar die südlichste und bedeutendste des ganzen Thales. Von NW gesehen, erscheint sie als eine über die Thalsohle hinlaufende, unvermittelt ansteigende Terrasse; von SO betrachtet, gewährt sie den Anblick einer langsam sich erhebenden Thalschwelle und tritt erst bei genauerer Untersuchung als eine ungewöhnliche, isolirte Bildung hervor. Ihre südliche Begrenzung wird durch den Abfluss des Lachtelweiherbächleins gegeben, und an ihrem Ostende hat sich die Doller ein

tiefes Bett ausgewaschen. Die durchschnittliche Höhe ist von Delbos, übereinstimmend mit der neuen Generalstabskarte, zu 10 m angegeben. Schwer, wenn nicht gar unmöglich, erscheint die Abgrenzung der Moräne gegen Westen, wo mächtiger, von den Grauwackebergen herabgerollter Gehängeschutt die Oberfläche bedeckt, unter welchem man vor allem Bruchstücke eines festen, quarzporphyrartigen, bei Dollern und Kirchberg im Gebirge weit verbreiteten Gesteines antrifft. Die Oberfläche der Moräne ist wellig, als wären mehrere (2-3) dicht hinter einander liegende Wälle mit einander verschmolzen. An der Nordseite, gerade südlich von Oberbruck, liegt ein solcher kleiner, isolirter Wall, der gewissermassen darthut, aus welchen einzelnen Elementen sich das Terrain aufgebaut und zusammengeschlossen hat. Die im Allgemeinen nicht stark durchfurchte Terrasse durchzieht nur südlich der Kirche ein tieferer, zur Doller hinabführender Einschnitt, der wohl durch ein im Osten beginnendes, langsames Zurückgehen des Eises veranlasst ist. An den zahlreich herumliegenden Blöcken und in gelegentlichen Aufschlüssen kann man sich überzeugen, dass sich die Hauptmasse dieser Bildung aus Schottermaterial, d. h. aus feinerem Grus zusammensetzt, dem viele grosse, gerundet-eckige Steine eingebettet sind. Letztere gehören ausnahmslos zu den im Hintergrunde des Thales anstehenden Gesteinen, zu quarzitischen oder krystallreichen Grauwacken, wie zum grob- und feinkörnigen, Amphibol und Augit führenden Granit. Vereinzelt kommen auch Labradorporphyr- oder Diabas-Fragmente vor. Die grösseren Blöcke besitzen im Durchschnitt ca. $^1/_4$ cbm Volumen und sind mässig an Ecken und Kanten gerundet, wie es durch Eis transportirte Gesteinsbrocken nach längerem Liegen an der Oberfläche zu sein pflegen. Sie haben daher manche Aehnlichkeit mit den auf dem Diluvialmergel der norddeutschen Tiefebene verstreuten, nordischen Geschieben. Merkmale einer Abrollung durch fliessendes Wasser habe ich an denselben nicht bemerkt; bei der Herabführung durch den Holenbach und die Doller könnten auch nimmermehr die vom Alfeld herstammenden Bruchstücke des Amphibolbiotitgranites mit den grossen Einsprenglingen so wenig abgeschliffen und abgerundet sein. Diese Beobachtung verbunden mit der doch sehr eigenartigen

und für eine Flussterrasse abnormen Gestalt und Oberfläche der ganzen Schuttanhäufung zwingt uns, in derselben die Stirnmoräne eines grösseren Gletschers zu sehen, der lange an derselben Stelle abschmelzend den mitunter 500 m breiten und 10 m hohen Wall aufzuhäufen im Stande war.

Eigenthümlich bleibt trotzdem immer noch die Form der Moräne; statt sich direkt quer vor das Thal zu legen, lehnt sie sich erst an das südwestliche Gehänge an und zieht dann im Bogen nach Kirchberg hinüber, während am linken Dollerufer alle Moränenspuren fehlen. Veranlassung zu dieser Configuration und zu der unvollkommenen Gestalt des Bogens mag einerseits der Knick im Thalwege bei Oberbruck und Kirchberg sein, welcher Eis und Wasser zwang, statt wie bisher nach O, nun nach SO abzufliessen. Dabei hat die Doller im Laufe der Zeit gewiss einen grossen Theil der Moräne fortgewaschen, indem sie, auf dieselbe stossend, sich ein dem nordöstlichen Thalgehänge paralleles Bett schuf. Es wird vielleicht aber andererseits noch eine zweite Ursache für das südwestliche Ausweichen der Moräne aufzufinden sein, und das ist folgende.

Zwischen Dollern und Kirchberg nämlich mündet bei Oberbruck das Rimbachthal ein, welches vom Rimbachkopfe, vom Sternsee und von den Neuweihern herabführt. Diese hoch am Kamme gelegenen Seebecken bildeten ganz ausgezeichnete Firnmulden, aus welchen sich zwei Gletscherzungen thalabwärts schoben. Dafür sprechen bei Ermensbach die geglätteten, über der Thalsohle gelegenen Diabas-Felsen, dafür die gewaltigen, hoch am Grauwackengehänge sich hinziehenden Schottermassen von mächtigen, eckigen Blöcken des im Hintergrunde der Thalkessel anstehenden, porphyrartigen Amphibolbiotitgranites, dafür endlich die bis gegen Oberbruck mitgeschleppten, die Flanken des Thales bedeckenden Diabas-Stücke, die nur aus dem Ermensbacher Thale stammen und niemals durch rinnendes Wasser so hoch oben fortbewegt sein können. Nehmen wir aber für die Neuweiher-Thalfurche einen Gletscher an, so müssen wir bei ganz analogen Erscheinungen zu beiden Seiten des vom Stern-See herabfliessenden Seebaches auch für diesen Einschnitt dasselbe voraussetzen.

Beide Eismassen vereinigten sich und stiegen im Rimbachthale gegen das heutige Oberbruck hinab, um oberhalb Kirchberg in den Hauptgletscher einzumünden. Bei Oberbruck zieht jedoch gerade am Ausgang des Rimbachthales ein Granitriegel quer über dasselbe hinweg und zwang das Eis, bis zu bedeutender Höhe, bis zu 80 m über dem jetzigen Doller-Niveau, sich an den Abhängen emporzustauen, ehe es, und zwar mit bedeutender Wucht, von oben her in das Thal herabfloss. Da man ferner in der Kirchberger Moräne, wenngleich nur spärlich, Bruchstücke des Ermensbacher Diabases findet, dürfte die Annahme oder vielmehr der Schluss nicht unberechtigt erscheinen, dass die von Norden und aus grosser Höhe dem Dollergletscher zufliessende Eismasse des Rimbachthales jenen gegen SW abgedrängt und die eigenthümliche Gestalt seiner Moräne veranlasst habe.

Schuttanhäufungen hat der Rimbachgletscher mehrere hinterlassen. So sind vor allem einerseits die Abhänge des Boosberges, die aus Grauwacke und feinkörnigem Augitbiotitgranit bestehen, bis gegen 100 m hinauf mit eckigen und scharfkantigen Blöcken der porphyrartigen Amphibolbiotitgranit-Facies besät. Man begegnet andererseits im Thale selbst mächtigem Schotter, der oberhalb des Granitriegels von Oberbruck auf Grauwacke aufruht und für den von Süden kommenden Beobachter scheinbar die Form einer Endmoräne besitzt. Die Aufschlüsse der Strasse jedoch zeigen, dass dieser Schutt von der Höhe der Grauwackenterrasse auf beiden Seiten des Baches bis zu diesem selber hinabreicht, und dass sich in demselben eine grosse Zahl von runden Geröllen befindet. Dennoch möchte ich darin keine Stirnmoräne sehen, sondern glaube eher, dass man es mit Material zu thun hat, das sich hinter dem Granitriegel in einer Vertiefung der leichter zerstörbaren Grauwacke ansammelte. Der Gletscherbach, welcher sich in Grauwacke und Granit ein tiefes Bett eingenagt, rollte die durch Spalten oder durch Grundtransport in seinen Bereich gelangten Steine ab, wodurch sich die im ersten Augenblicke überraschende, abgerundete Form der grösseren Bruchstücke erklärt. An Spalten aber, auf denen an der Oberfläche mitgeschlepptes Gestein auf den Grund hinunterfallen konnte, wird es dort, wo das Eis die Granitschwelle

überstieg, nicht gefehlt haben. Der Gletscherabrasion in diesem Gebiete ist endlich wohl auch die Glättung des Augitbiotitgranites am Kirchhofe von Oberbruck zuzuschreiben.

Kehren wir in das Hauptthal zurück, so treten uns Moränenreste weiter nur noch zwischen Dollern und Sewen entgegen. Es sind dies die isolirten Schutthügel, welche sich an die oben geschilderte, fast ganz verschwundene Granitschwelle des Schopfersberges anlehnen. Delbos hat hier eine Endmoräne vermuthet; ich möchte es zweifelhaft lassen, ob eine solche oder nur eine seitliche Blockablagerung des zurückgewichenen und stark zusammengeschrumpften Dollergletschers vorliegt. Dass dieselbe aber als selbständige Bildung und nicht nur als eine Ansammlung von Gehängeschutt betrachtet werden muss, erhellt sowohl aus ihrer Lage im Thale, entfernt vom Abhange des Boos-Berges, als auch aus ihrer Zusammensetzung, bei welcher der Granit des Belchen stark betheiligt ist. — Weiter oben im Thale sind die Moränenspuren undeutlich, so zwischen Sewen und dem Alfeld-See, und verschwinden endlich im Alfeldbecken selbst vollständig, da sich dort, wo nur die eine Granit-Varietät ansteht, glacialer und alluvialer Moränen- und Gehängeschutt nicht mehr von einander abtrennen lassen. Genau dasselbe gilt von den ganz in die Grauwacke eingeschnittenen Thalfurchen. Nur eine, meinen Studien fernliegende Spezialuntersuchung des Grauwacke-Gebietes und der sehr schwierige Nachweis von dem Vorkommen der einzelnen, einander überaus ähnlichen Gesteine als Gerölle an den verschiedenen Thalgehängen, könnten über das einstige Vorhandensein oder Fehlen von Eismassen im oberen Dollerthale, im Wegscheidthal u. a. a. O. Auskunft geben. Dagegen gelingt dieser Nachweis leicht für das bei Sewen einmündende Wagenstall-Thal, dessen Hintergrund aus Granit und dessen unterer Theil aus Grauwacke besteht.

Es reicht nämlich dort die Vertheilung der Granitblöcke bis gegen 120 m über der Thalsohle am Grauwacken-Gehänge hinauf; die Granitfelsen am Thalanfang sind, wie bereits erwähnt, geschrammt und polirt. Dasselbe gilt von den Granitkuppen am Thalausgange, welche dem Oberbrucker Riegel vergleichbar auch dieses

Thal versperrten. Da ferner die Einmündung der Eismasse in das Hauptthal gerade dort erfolgte, wo jenes am schmälsten ist, und wo der vom Belchen niedersteigende Gletscher sich über die Sewener Sperre fortschob, so kann die Mächtigkeit des zweifellos aufgestauten Eises und das Vorkommen von Granitgeschieben in so bedeutender Höhe kaum wunderbar erscheinen. Wir haben vielleicht sogar anzunehmen, dass sich ein Arm dieses Wagenstall-Thal-Gletschers in der Senke zwischen Hohenstein und Bramenstein in das südwestlich gelegene Graberthal hinüberzog. Nur so sind wir nämlich im Stande, das Vorkommen von Granitblöcken in diesem Thale am Fusse des Bramensteins zu erklären, da, soweit mir bekannt ist, jenes Gestein in den Zuflussgebieten des Graberbaches nirgends ansteht, ausser am Thalausgange selbst. Dort — freilich für die Erklärung der höher gelegenen Granitgeschiebe nicht verwerthbar — bildet dies Gestein einen den übrigen Sperren ähnlichen Riegel und trägt auf seiner Oberfläche vereinzelte Reste (z. B. am Schopfersberge) von moränenartigen Schottermassen, welche aber eher als Seitenmoräne des Hauptgletschers denn als Produkt einer, gewiss nur unbedeutenden Eiszunge im Graberthale zu deuten sein werden.

Ehe ich diese Schilderung der verschiedenen Moränen und Moränenspuren beendige, muss ich noch eines im Grauwacken-Gebiete des Bärenkopfes befindlichen Vorkommens gedenken, das als Seitenmoräne aufgefasst werden könnte. Es ist dies der Nordwall des 739 m hoch, am Fusse des genannten Berges gelegenen Lachtelweihers. In ihrem Aufsatze über die Vogesenseen haben Hergesell und Rudolph die Topographie und die Form dieser unbedeutenden Wasseransammlung so eingehend besprochen, dass ich auf eine Wiederholung verzichten kann. Sie kommen zu dem Schlusse, der durch die Tiefenverhältnisse gestützt wird und wohl der Wirklichkeit entspricht, dass in diesem Weiher nur ein kurzes, vom Bärenkopf herabziehendes und künstlich abgesperrtes Thälchen zu sehen ist. Die Frage nach der Entstehung seines ca. 15 m hohen, aus Grauwackeschotter zusammengesetzten nördlichen Walles wird dabei nur gestreift. Künstlich ist diese Blockanhäufung keineswegs; dazu ist sie zu gewaltig, zu hoch und breit.

Eine Seitenmoräne, welche ein ehemaliger, vom Lochberge herabkommender Gletscher hinterlassen hätte, kann es ebensowenig sein. Die Entfernung vom See zum Sattel ist zu unbedeutend, die Firnmulde zu klein, die eventuell daraus hervorgehende Eismasse zu gering, um eine solche Seitenmoräne schaffen zu können. Ueber den Sattel des Lochbergs aber kann eine Gletscherzunge auch nicht herabgestiegen sein, da das Eis des oberen Dollerthales ja gegen Sewen hinabfloss. Wahrscheinlich handelt es sich hier nur um einen kleinen Bergsturz oder Rutsch, welcher vom Gehänge des Stosswaldes niederging, sich an der nördlichen, vom Bärenkopf ausgehenden Bergrippe staute, zum Theil dieselbe überdeckte, zum Theil an derselben entlang thalabwärts glitt. Man glaubt noch jetzt ganz deutlich die Stelle und die geneigte, ziemlich glatte Rutschfläche zu erkennen, und man sieht noch heute an ihrem Fusse grosse Grauwacketrümmer liegen von derselben Art wie diejenigen, welche den Wall aufbauen. Hinter der abgerutschten Masse stauten sich die vom Lochberg herabströmenden Wasser, bildeten wahrscheinlich einen kleinen See, auf den der feinere Schutt und die abgerollten Steine an der Westseite der Trümmermasse zurückzuführen sein würden, und gruben sich dann im Laufe der Zeit das tiefe schmale Abflussbett, in welchem das Bächlein heute zur Doller hinabeilt.

Schliesslich sei noch der Strudellöcher oder der sogenannten Gletschertöpfe gedacht, welche sich ja so häufig, aber nicht nothwendig, mit Glacialerscheinungen verbunden finden. Zu den rein fluviatilen Exemplaren gehört in unserem Gebiete jedenfalls ein Strudelloch, welches Herr Apotheker Gasser aus Masmünster oberhalb Oberburbach im Bachbette neuerdings entdeckt hat. Mit Gletschern jedoch dürften die Riesentöpfe in der Thalsperre des Alfeldsees in Zusammenhang stehen. Einer derselben ist sammt dem umgebenden Gesteine bei Anlage des Reservoirs ausgemeisselt und nach Strassburg geschafft worden. Mehrere andere sollen, wie mir an Ort und Stelle mitgetheilt wurde, in nächster Nähe aufgedeckt und ausgeräumt, aber wiederum zugemauert worden sein. Einzelne der in ihnen gefundenen Reib- und Rollsteine zeigen eine so gleichmässige Abnutzung, dass dieselben Kugelgestalt an-

genommen haben. Mag nun auch das eine oder andere derartige Strudelloch durch den Bach allein geschaffen sein, so wird ein anderer Theil derselben wohl wahrscheinlich den von der Oberfläche des Gletschers herabstürzenden Wassern seine Entstehung verdanken. An Spalten aber, auf denen die Schmelzwasserbäche herabsinken konnten, wird es gerade an dieser Stelle, wo das Eis über eine 60 m hohe schroffe Schwelle hinabstieg, nicht gefehlt haben; und wir dürfen auch annehmen, dass diese Unebenheit des Bodens eine sich ziemlich gleich bleibende Spaltenvertheilung bedingte, auf der ja allein die Möglichkeit der Strudellochbildung beruht.

Fassen wir endlich die Resultate kurz zusammen, so stellt sich das Dollerthal zur Zeit der allgemeinen Vergletscherung Mittel-Europas als erfüllt von einer Eismasse dar, deren Hauptfirnfeld am Elsässer Belchen lag, und deren Gletscherzunge sich bis zum heutigen Kirchberg thalabwärts erstreckte. In diesen Hauptgletscher mündeten von Norden die vereinigten Eisströme des Neuweiher- und Sternseethales ein, die bei Oberbruck, aus grosser Höhe herabgleitend, das Eis des Dollerthales gegen Südwesten hin abdrängten. Von Süden flossen vom Wissgrüt und von der Fennematte der Gletscher des Wagenstall-Thales und des oberen Dollerthales zu, welche beide bei Sewen, stark gestaut, einen Arm über die Senke des Hohensteins in das Graberthal entsandten.

Lange Zeit wurde der gesammte mitgeschleppte Schutt bei Kirchberg in Form einer breiten Stirnmoräne abgelagert, die trotz geringer Schwankungen auf eine ziemliche Constanz des Gletschers hinweist. Beim Rückgange des Eises tritt anscheinend noch einmal im Hauptthale ein kurzer Stillstand ein, es entsteht die kleine Moräne bei Dollern, bis schliesslich der Gletscher aus Haupt- und Nebenthälern verschwindet, so dass nur die oft 100 m hoch am Gehänge sich hinziehenden Schuttlinien und Schrammen an das einstige Vorhandensein von Gletschern erinnern.

Geologische Beobachtungen in den Hochvogesen.

Von

Herrn **E. SCHUMACHER** in Strassburg.

Mit Taf. I—IV.

Seit einigen Jahren werden in den Hochvogesen Stauweiher für Meliorations- und Industriezwecke angelegt. Durch die hierbei vorgenommenen Abräumungs- und Fundirungsarbeiten wurden mehrfach Erscheinungen aufgedeckt, welche für verschiedene geologische Fragen, z. B. die von der ehemaligen Vergletscherung der Vogesen, der Thal- und Seebildung daselbst und manche andere von Interesse sind.

Bereits im Jahre 1885 konnte ich gelegentlich der Abdeckungsarbeiten, welche damals zwischen Sewen und dem Elsasser Belchen zur Herstellung des seit dem Herbst 1887 vollendeten Alfeld-Sees ausgeführt wurden, Beobachtungen über daselbst auftretende Glacialerscheinungen anstellen. Dieselben sind in einem Bericht[1]* niedergelegt, welchen ich der Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen unter dem 28. April 1885 einreichte, und welcher zum Zweck einer etwaigen späteren Verwerthung in den Akten derselben aufbewahrt wurde.

Vergangenes Frühjahr hatte ich ferner Gelegenheit, in Gemeinschaft mit den Herren Professoren E. W. BENECKE und H. BÜCKING, die in der Gegend südlich und südwestlich vom Hohneck, am Rieth-Wasen (Schiessrothrieth) und Altweiher, von der Meliorationsbauverwaltung gleichfalls zur Anlage von Stau-

---

* Die Anmerkungen 1—36 siehe am Schluss der Arbeit, S. 66—73.

weihern hergestellten Aufschlüsse zu besichtigen. Eine Verlängerung des Aufenthaltes in dieser Gegend machte es mir möglich, die nach mehreren Seiten hin, z. B. bezüglich der Seebildung, gerade besonders interessanten Verhältnisse dieser letzteren Aufschlüsse genauer zu untersuchen, und gab mir zugleich Gelegenheit, die Glacialerscheinungen im oberen (Grossen) Münster-Thal und seinen seitlichen Verzweigungen aus eigener Anschauung näher kennen zu lernen. Letztere sind in ihren allgemeinen Zügen von Ch. Grad[1] geschildert worden, dessen Angaben ich theils zu bestätigen, theils durch neue Beobachtungen zu erweitern vermag.

Im Nachfolgenden sollen die Gletscherspuren im Alfeld, im Münster-Thal und in einigen Seitenthälern desselben, sowie im Anschluss daran die soeben erwähnten Aufschlüsse am Schiessrothrieth und am Altweiher besprochen werden. Zum Schluss gebe ich eine an die Beobachtungen im Altweiher anschliessende Betrachtung über den vermuthlichen Vorgang der Seenbildung bei einer bestimmten Klasse von Vogesenseen, zu welchen das gegenwärtig bereits erloschene Becken des Altweihers selbst zu rechnen ist.

Ueber manche Verhältnisse in den Aufschlüssen am Schiessrothrieth und namentlich am Altweiher, welche bei dem Stande der Arbeiten zur Zeit meiner Anwesenheit nicht mehr in Augenschein genommen werden konnten, hatte Herr Regierungsbaumeister Schemmel, welchem die Ausführung der Anlagen daselbst obliegt, die Freundlichkeit, mir jede gewünschte Auskunft auf's bereitwilligste zu ertheilen, wofür ich demselben meinen Dank auch an dieser Stelle auszusprechen gern die Gelegenheit ergreife. Desgleichen möchte ich nicht unterlassen, Herrn Meliorationsbauinspektor Freiherrn v. Cloedt für das mir bei Besichtigung der Aufschlüsse am Alfeld bewiesene freundliche Entgegenkommen zu danken. — Herrn Dr. van Werveke, welcher bezüglich des Stern-Sees unabhängig zu denselben Ansichten gekommen war wie ich, und mit welchem ich die Frage der Seenbildung mehrfach besprach, hatte, wie ich gleichfalls dankend erwähnen möchte, die Freundlichkeit, mir durch Litteraturhinweise die Abfassung des letzten Theiles dieser Arbeit in mancher Hinsicht zu erleichtern.

1. Glacialerscheinungen im Alfeld bei Sewen.

Hierzu Tafel I und II.

Der Alfeld-See, dessen Längserstreckung etwa 500 m beträgt, hat ungefähr die Gestalt eines gleichschenkligen, mit der Spitze nach Westen und mit der gegen 400 m langen Basis nach Osten gewendeten Dreiecks (vergl. Taf. I, Fig. 1[a]). Sein normaler Wasserspiegel liegt 620 m über der Ostsee, d. i. 625 m unter dem Gipfel des Belchen, dessen Höhe auf der neuen Generalstabskarte zu 1244,7 m angegeben ist. Der Abfluss findet in 597 m Höhe statt. Die den Abschluss des Beckens bewirkende, an der Basis 18 m dicke Mauer ist ihrer ganzen Länge nach in den Granit, in welchem das Thal hier verläuft, eingelassen.

Die zur Herstellung dieser Mauer seiner Zeit vorgenommenen Abdeckungen hatten jene, das frühere Vorhandensein eines Gletschers in der Umgebung des Alfeldes anzeigenden Erscheinungen zu Tage treten lassen, auf welche bereits hingewiesen wurde. Obwohl schon Ch. Grad[4] etwas näher darauf eingegangen ist, so lasse ich hier dennoch eine Beschreibung derselben nach meinen eigenen, in dem genannten Bericht niedergelegten Aufzeichnungen folgen, da sich meine Angaben und diejenigen von Grad in manchen Punkten ergänzen.

Während auf der linken (nördlichen) Thalseite zur Zeit meiner Anwesenheit bereits damit begonnen war, den zur Fundirung der Abschlussmauer herzustellenden Graben in den anstehenden Granit auszusprengen, waren auf der rechten Seite damals gerade erst die dem Granit aufliegenden lockeren Massen in einer der Breite des Grabens entsprechenden Ausdehnung entfernt, während der Fels selbst noch unverletzt gelassen war. Man konnte somit hier an der Sohle des Grabens die Beschaffenheit der freigelegten Granitoberfläche und gleichzeitig an den Seitenwänden desselben die Zusammensetzung und Struktur der den Granit bedeckenden losen Anhäufungen untersuchen. Letztere bestanden in der Nähe der Thalmitte aus völlig ungeschichtetem Lehm von bräunlicher oder grünlichgrauer Farbe, augenschein-

lich ein Verwitterungs- und Zerreibungsprodukt des Granits, ferner aus halb zersetztem Granitgrus und endlich aus grösseren Granitbruchstücken theils mit unregelmässigen, eckigen Umgrenzungen, theils mit wohlgerundeter, manchmal wie abgeschliffen aussehender Oberfläche. Diese Elemente lagen ordnungslos durch einander und machten so den Eindruck einer aus Granitmaterial zusammengesetzten Moränenbildung, wie man deren weiter thalabwärts in der Umgebung von Sewen an den Thalgehängen verschiedentlich beobachten kann.

Die Beschaffenheit der Granitoberfläche war am besten in dem Theil des Grabens, dessen Längenprofil die Skizze Figur 2 auf Taf. I veranschaulicht, zu beobachten. Die Erscheinungen, welche hier wahrgenommen werden konnten, sind folgende:

1) Die Oberfläche des Felsens erschien allenthalben mehr oder weniger deutlich gerundet und abgeschliffen. Am vollkommensten war die Glättung auf dem untersten gewölbten Theil d, weniger vollkommen auf der horizontalen Strecke c sowie an der sehr steilen Wand b. Die senkrechte Wand a zeigte sich nur an ihrem untersten, erst durch die Abräumungsarbeiten blossgelegten und in Folge dessen noch frisch aussehenden Theil, d. i. bis zu der Höhe, wo in der Skizze unterhalb a die punktirte Linie angegeben ist, geglättet. Die oberen, unbedeckt gewesenen Theile der Felswand waren rauh, angewittert und mit Moos und Flechten überzogen. — Die gerissene Linie oberhalb d c b bezeichnet die Höhe, bis zu welcher an der östlichen Wandung des Grabens zur Zeit meiner Anwesenheit die Moräne (m) noch vorhanden war.

2) Soweit die Oberfläche des Granits von losen Ablagerungen bedeckt gewesen war, liess sie, deutlich allerdings nur an den wohlgerundeten und geglätteten Stellen, ein System paralleler Schrammen erkennen. Zwar trat diese Erscheinung nicht in der Vollkommenheit auf, wie sie etwa an manchen anderen Stellen in den Vogesen beobachtet werden kann; indessen war sie deutlich genug, um bei aufmerksamer Betrachtung in's Auge zu fallen, und geradezu unmöglich war es, dieselbe zu übersehen, wenn man die betreffenden Stellen von

der Seite her unter spitzem Gesichtswinkel betrachtete. Vor allem zeigte sich die Fläche d ganz dicht mit regelmässigen, ziemlich feinen Riefen bedeckt, deren Richtung zu N 32° O bestimmt wurde. Auf c waren dergleichen ebenfalls noch deutlich wahrzunehmen. Hier trat ein System tieferer Furchen hinzu, welche die Richtung der feineren Rillen innehielten und der Oberfläche, wie in der Figur angedeutet, eine merklich wellenförmige Gestalt verliehen. (Ueber derartige Furchungen auf Gletscherböden vergl. A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 354.) Die Fläche b zeigte sich stellenweise, a wieder nur an ihrem unteren Theile gerieft. — Aehnliche Glättungen und Schrammungen der blossgelegten Granitoberfläche gewahrte man auch auf der nördlichen Thalseite, hier jedoch weit weniger deutlich. Die Schrammen verliefen ungefähr in der Richtung des Thales.

3) Zwischen b und a fand sich ein Bohrtopf (k) von 1 m Durchmesser am Rande und 0,65 m Tiefe eingesenkt.

Eine am Ostrande desselben (bei e in der Figur) befindliche flache Rinne deutete unverkennbar die Stelle an, wo das die Aushöhlung bewirkende Wasser ehedem eingeströmt war. Das Einströmen ging nach Westen, d. h. in der Richtung thalaufwärts vor sich. Das Ueberfliessen fand in einer zweiten, gleichfalls sehr flachen, aber deutlichen Rinne (bei α in der Figur) nach Norden, also quer zur Richtung des Thales, statt[5].

Ueber die merkwürdige Lage des Kessels an einer aus dem Thalgrund sich erhebenden Granitmasse von unregelmässig kuppelförmigem Querschnitt gibt das in der citirten Grad'schen Arbeit dargestellte vollständigere Thalprofil[6] genaueren Aufschluss, welches dieserhalb zu vergleichen ist. Die Lage im Grundriss ersieht man auch aus Fig. 1 auf Taf. I.

In Folge der dankenswerthen Bemühungen des Herrn Ch. Grad und des Freiherrn v. Cloedt, damaligen Leiters der Arbeiten am Alfeld, wurde der Topf mit dem umgebenden Gestein herausgehauen und der geologischen Landes-Sammlung in Strassburg überwiesen[7]. Die Abbildung auf Taf. II ist nach einer Photographie ausgeführt und weicht von letzterer nur in sofern etwas ab, als

einzelne kleinere, am Rande des Topfes ausgebrochene Stücke ergänzt wurden, um die ursprüngliche Form herzustellen. Auf der Abbildung tritt eben so deutlich, wie dies auch bei der Photographie der Fall ist, ausser dem Zufluss- (e) und Abflusskanal (α) der bei Riesentöpfen so häufige, schraubenförmig gewundene Verlauf der Seitenwandungen hervor. Die rauhe Beschaffenheit der ursprünglich glatten Felsoberfläche ist erst nach der Abdeckung durch den Witterungseinfluss entstanden.

Bezüglich des Gesteins, in welchem der Kessel ausgehöhlt ist, sei nebenbei bemerkt, dass dasselbe zur Masse des sog. «Ballongranit» gehört und sich als ein mittelkörniger, porphyrisch ausgebildeter Hornblendegranit darstellt. Die mit blossem Auge wahrnehmbaren Bestandtheile desselben sind: 1) Rother Orthoklas, welcher vorwaltend 3—6 mm lange Leisten, daneben aber auch grosse, porphyrisch ausgeschiedene Zwillingskrystalle von nicht selten 3 cm Länge bildet, 2) grünlicher Plagioklas in ungefähr ebenso grossen Individuen wie die Orthoklase der Grundmasse, 3) weissgrauer Quarz in Körnern von meist 1—4 mm Durchmesser, 4) Hornblende in unregelmässigen Körnern oder Säulchen, welche selten über 1 cm lang werden, 5) Biotit, dessen Blättchen bis 2 mm im Durchmesser haben. Der Quarzgehalt erscheint beträchtlich, der Glimmer tritt gegen die Hornblende zurück. — Wegen des Quarzgehalts stellen wir die Gesteine des Belchenmassivs nach der bei den deutschen Autoren üblichen Bezeichnungsweise zu den Graniten, während die französischen Autoren, welche das Hauptgewicht auf den Hornblendegehalt legen, dieselben den Syeniten anreihen.

Zur Zeit meiner Anwesenheit im Alfeld lagen an einer Stelle unweit des Bohrtopfes eine Anzahl auffallend regelmässig gerundeter Steine (Granit) umher, welche durch diese ihre Form den in Riesentöpfen so gewöhnlich zu beobachtenden sogenannten Scheuersteinen glichen. Sie hatten meist weniger als 1 dm im Durchmesser und stammten nach der bestimmten Angabe von Personen, welche bei der Abräumung zugegen gewesen waren, aus dem Kessel selbst, welcher theils mit solchen Geröllen, theils mit einer sandigen Masse angefüllt gewesen sein soll.

Es erübrigt noch zu erwähnen, dass keinerlei Andeutungen eines alten Bachbettes auf der blossgelegten Granitoberfläche in der Umgebung des Kessels nachzuweisen waren, wenngleich es schien, als ob das den Strudel bildende Wasser sich eine äusserst kurze Strecke vor der Vertiefung auf dem Fels fortbewegt habe, bevor es sich in dieselbe ergoss.

Die den Riesentopf bedeckende Ablagerung reichte etwa bis zu der durch die punktirte Linie unterhalb des Buchstabens a in Fig. 2 (Taf. I) angedeuteten Höhe. Sie hatte also nur geringe Mächtigkeit und scheint aus jungen Anschwemmungen bestanden zu haben. Eben diese Alluvionen hatten den unteren Theil der Wand a vor der Verwitterung geschützt und dadurch die Erhaltung der bereits besprochenen Glättung und Schrammung an dieser Stelle ermöglicht. Deutlich geschichtete, sandige Absätze, welche in einer Mächtigkeit von mehreren Metern unmittelbar auf dem Granit, ohne Zwischenschaltung ungeschichteter Massen auflagern, sah ich an anderen Stellen zur Gewinnung von Mauersand aufgeschlossen.

Selbst wenn nicht weiter abwärts im Doller-Thale und in den Seitenthälern desselben bereits Moränen von diluvialen Gletschern nachgewiesen wären[9], so würde man kaum Bedenken tragen können, die geschilderten eigenthümlichen Verhältnisse des Thalprofils im Alfeld auf das einstige Vorhandensein eines Gletschers zurückzuführen. Die beschriebene Abnutzung der Granitoberfläche, zumal das Auftreten charakteristischer Schrammen weist auf ein altes Gletscherbett um so bestimmter hin, als die an vielen Stellen den Fels bedeckenden ungeschichteten Ablagerungen, wie dargethan, diejenige Ausbildung zeigen, welche man an den Moränen der Vogesengletscher überall da, wo sie aus granitischem Material bestehen, beobachten kann. Der Verlauf der Schrammung entspricht durchaus den Bewegungsrichtungen, welche der Eisstrom in seinen unteren Theilen hier gehabt haben müsste. Wenn die Schrammen, wie im Vorangehenden gezeigt wurde, zum Theil nordöstlich verlaufen, während die allgemeine Richtung des Thales in dieser Gegend eine östliche ist, so erklärt sich dies leicht aus den mannichfachen Unregelmässigkeiten

des Thalprofiles, welche schon auf der neuen Generalstabskarte theilweise zum Ausdruck gelangen.

Da sich der beschriebene Bohrtopf in dieses alte Gletscherbett eingesenkt fand an einer Stelle, deren nächste Umgebung noch deutlich die Wirkung der ehemals vorhandenen Eismassen erkennen liess, so bietet sich als ungesuchteste Erklärung für das Vorhandensein desselben in so auffallender Lage die Annahme seiner Entstehung zur Zeit der Eisbedeckung selbst dar, indem gerade während derselben eine von der heutigen wesentlich abweichende Wassercirculation sehr wohl möglich war. Riesentopfbildung durch Gletschermühlenthätigkeit ist in diesem Falle recht gut denkbar, wenn man erwägt, dass unterhalb des Alfeld-Sees die diluvialen Eismassen, da sie sich hier über eine steile Granitschwelle ergossen, stark zerrissen gewesen sein müssen, so dass also gerade in der Gegend der Abschlussstelle desselben die auf dem Gletscher circulirenden Schmelzwasser durch Spalten abgefangen und der Tiefe zugeführt werden konnten (vergl. auch W. Deecke, diese Mittheilungen S. 17). Dass sich die Vertiefung etwa beim Rückzug des Gletschers durch dem Ende desselben entströmende Schmelzwasser gebildet haben könnte, ist zum mindesten höchst unwahrscheinlich. Eine solche Annahme würde nämlich zur Voraussetzung haben, dass sich das den Strudel erzeugende Wasser auf der vom Gletscher zurückgelassenen Moräne, bezw. den über derselben bereits abgelagerten Alluvionen bewegte, da ein Zuströmen über die Felsoberfläche nach dem bereits Gesagten kaum angenommen werden kann. Die Auffüllung dieser Massen bis über den Rand des Kessels beweist aber vielmehr, dass dessen Aushöhlung schon vor vollendetem Absatz jener beendet war, welche sich neben so stark strudelndem Wasser schwerlich erhalten haben könnten. Wäre aber das Wasser dennoch über den anstehenden Fels zugeströmt, so würden sich bei postglacialer Bildung sicherlich die Schrammen in der Umgebung des Kessels nicht erhalten haben. Ein unmittelbarer Zusammenhang dieses Strudelloches mit der Thätigkeit des ehemaligen Alfeld-Gletschers[10] ist somit kaum von der Hand zu weisen. Seine Entstehung ist mit anderen Worten als gleichzeitig

mit der früheren Eisbedeckung des Thales zu denken. Ein ganz junger Ursprung muss wohl ebenso, wie ein präglacialer, schon in Anbetracht der eigenthümlichen Lage als ausgeschlossen betrachtet werden. Die Bezeichnung «Gletschertopf» dürfte also auf dieses Vorkommen mit Recht angewendet worden sein. Dasselbe erinnert in vieler Beziehung an die allerdings unvergleichlich grossartigeren Gletschertopfbildungen im sog. Gletschergarten von Luzern. (Vergl. hierüber A. Heim, a. a. O., S. 544—545.)

Die erwähnten mächtigeren Sandablagerungen mögen sich zum Theil wohl schon während der Vergletscherung des Thales, zum Theil aber vielleicht erst beim Abschmelzen der Eismassen, immerhin also in unmittelbarem Anschluss an die Entwickelung der diluvialen Gletscher gebildet haben.

2. Glacialerscheinungen im Fecht-Thal oberhalb Metzeral und im Wurmsa-Thal. — Thalprofil am Schiessrothrieth.

Hierzu Taf. III, Fig. 1 und 2.

Metzeral selbst erhebt sich auf einer durch die Gewässer der beiden sich hier vereinigenden Fecht-Arme theilweise zerstörten, fast nur Granittrümmer enthaltenden Stirnmoräne[11], und man trifft erratisches Material sowohl in dem von hier südlich über Sondernach verlaufenden Seitenthal als auch in demjenigen, welches sich von Altenhof bei Metzeral in nordwestlicher Richtung gegen den Nächstebühl hinaufzieht. Südöstlich von der Häusergruppe Pfeifferberg, zwischen 540 und 580 m Höhe, ist am Wege Moränenschutt mit Geschieben von Granit und gekritzten Grauwackengeschieben angeschnitten.

Zahlreicheren und zum Theil deutlicheren Spuren ehemaliger Gletscherthätigkeit begegnet man auf dem von Touristen so viel begangenen Weg von Metzeral nach dem Fischbödle[12]; so z. B. gleich oberhalb Metzeral. Hier sieht man an der grossen, in den obersten Theil des Fecht-Thales führenden Strasse gegenüber Altenhof die rechte Seitenmoräne des Fecht-Gletschers in steilem, ziemlich hohem Absturz angeschnitten. Dieselbe lässt

sich dann in südwestlicher Richtung weiter verfolgen und ist kurz vor der auf der neuen Generalstabskarte als «Schiessloch» bezeichneten Häusergruppe, gegenüber der Einmündung des Wurmsa-Thales, abermals an der Strasse gut aufgeschlossen. Der letztere Aufschluss liegt gerade an der scharfen Biegung der Strasse, wo der von Süden her kommende «Giessbach»[1] dieselbe kreuzt.

Die Ablagerung weist eine sandige Grundmasse auf, welche jeder Andeutung von Schichtung, sei es auch nur einer ganz rohen Sonderung nach der Korngrösse, entbehrt. Derselben sind in grosser Zahl und völlig regelloser Vertheilung Geschiebe und Blöcke von Granit eingestreut, welche mehr oder weniger gerundete, sonst aber meist in keiner Weise auffallend aussehende Begrenzungsflächen zeigen. An einem Granitblock konnte ich indess eine, wenn auch nicht besonders vollkommen geschliffene Fläche beobachten, auf welcher sich deutliche, parallele Schrammen, ganz von der Beschaffenheit, wie man sie an erratischen Blöcken wahrzunehmen pflegt, bemerklich machten. Neben diesen Trümmern treten noch Grauwackengeschiebe, theils von flacher Form und mit noch ziemlich eckigen Kanten, theils von mehr gerundeten Umrissen, in wechselnder Häufigkeit auf. Dieselben haben meist weniger als 1 dm grössten Durchmesser und zeigen sich, wenn sie aus gleichmässig dichtem Material bestehen, auf den flachen Seiten gewöhnlich geglättet und mit deutlichen Kritzen und Schrammen versehen, während die Varietäten von gröberem Korn dergleichen niemals deutlich erkennen lassen. Gegenüber Altenhof sind solche gekritzte Geschiebe spärlich, am Schiessloch dagegen ziemlich häufig.

Schon die Beschaffenheit des Sandes, dessen Elemente zum grossen Theil ein so zu sagen gewaschenes Aussehen zeigen, und die starke Abnutzung der meisten demselben eingelagerten Trümmer weisen auf einen etwas längeren Transport eines Theils des Materials hin. Aus dem Vorkommen von Grauwackentrümmern an Stellen, wie unmittelbar bei Metzeral, geht ferner in Rücksicht auf die Verbreitung der Grauwacke in dieser Gegend wohl noch bestimmter hervor, dass ein Transport etwa nach Art des

gewöhnlichen Gehängeschutts für diese Bildungen nicht anzunehmen ist. Da nun weiter das vollständige Fehlen jeder Schichtung eine Entstehung derselben durch fluviatile Anschwemmung ausschliesst, so kann in Anbetracht der gekritzten Geschiebe, welche sich bei einigem Suchen nachweisen lassen, über die Moränennatur der ganzen Ablagerung, welche auch von den früheren Beobachtern angenommen wurde, kein Zweifel obwalten.

Gegenüber Altenhof legt sich die soeben geschilderte Moräne in Gestalt einer ganz schmalen Terrasse an das aus Granit gebildete, felsige Steilgehänge an. In Folge dessen kann bei flüchtiger Betrachtung der Eindruck entstehen, als ob man es hier mit einer Ablagerung von Gehängeschutt zu thun habe, zumal sich an der Oberfläche der Terrasse zahlreiche Granitblöcke angehäuft finden, welche weder Glättung noch Schrammung erkennen lassen. Dass diese oberflächlichen Blockanhäufungen wenigstens zum Theil durch das noch jetzt stattfindende Abrollen gelockerter Gesteinsmassen von den Felsen der angrenzenden Steilgehänge entstanden seien, braucht nicht bezweifelt zu werden, doch wird man einen Theil der Blöcke als durch den Gletscher verfrachtet anzusehen haben.

Ueberschreitet man, von der grossen Strasse abbiegend, bei Steinabrück den Fecht-Bach, um den Fischbödle-Weg einzuschlagen, so trifft man alsbald auf halbem Weg zwischen Steinabrück und der Einmündung des Wurmsa-Thales eine ganz ähnliche Ablagerung wie die soeben beschriebene am Absturz zur Rechten des Weges entblösst. Man hat hier die linke Seitenmoräne desselben Gletschers vor sich, welche in ähnlicher Weise, wie es soeben von dem Vorkommen gegenüber Altenhof geschildert wurde, als ganz schmale, von grossen Granitblöcken bedeckte Terrasse an das steile (linke) Thalgehänge angelagert erscheint. Entsprechend dem Vorherrschen des Granits auf dieser Seite des Thals setzt sich diese Moräne fast ausschliesslich aus ungeschichtetem Granitsand mit ordnungslos eingelagerten grösseren, rundlichen Granittrümmern zusammen. Ein einzelnes, recht deutlich gekritztes Grauwackengeschiebe, welches ich nach längerem Suchen zwischen den Granittrümmern mitten aus der Ablagerung

herauslösen konnte, bewies mir zwar, dass Grauwackenmaterial auch hier nicht gänzlich fehlt, doch scheint dasselbe an diesem Punkte äusserst spärlich vertreten zu sein. — Die Moräne setzt sich offenbar noch weiter gegen das Wurmsa-Thal hin fort, nur ist man an manchen Stellen durch recente Gehängeablagerungen verhindert, den Nachweis ihres Vorhandenseins zu führen. Ein sehr auffälliger Schuttkegel findet sich gleich oberhalb der soeben erwähnten Stelle.

Die bemerkenswerthesten, schon von Ch. Grad in der bereits erwähnten Arbeit und später auch von G. Gerland[4] besonders hervorgehobenen Gletscherspuren des Gebietes treten dem Beobachter im unteren Wurmsa-Thal entgegen. Schon gleich beim Eintritt in dieses Seitenthal bemerkt man wallähnliche, bis über 10 m hohe Aufschüttungen, welche letzteres gegen das Hauptthal abdämmern, und man kann ähnliche Schuttanhäufungen fast durch die ganze, etwa zwischen den Punkten 513, 5 und 570 der neuen Generalstabskarte sich erstreckende Thalweitung verfolgen, so dass man sich diesen ganzen Theil des Thales ursprünglich mit Moränenmaterial erfüllt denken darf, welches zu einem Theil — nämlich in den Einsenkungen zwischen den einzelnen Erhebungen — allerdings auch der Grundmoräne des Gletschers angehören kann und später theilweise wieder weggeführt bezw. oberflächlich umgelagert wurde.

Wo der Weg nach dem Fischbödle den Bach überschreitet, welcher hier hart am rechten Thalgehänge dahinfliesst, sieht man die Moräne durch denselben gut angeschnitten. Sie besteht vorwaltend aus völlig ungeschichtetem Sand und regellos eingestreuten eckigen und gerundeten Granittrümmern. An letzteren konnte ich ebenso wenig wie Grad, welcher nur solche Trümmer in den Moränen des Wurmsagletschers beobachtete, Streifung wahrnehmen. Dagegen fand ich an der soeben erwähnten, damals gerade sehr gut aufgeschlossenen Stelle neben den Geschieben von Granit auch Grauwackengeschiebe, welche zum Theil fast noch ganz scharfe Ecken besitzen, sich aber gleichwohl auch in diesem Falle auf den flachen Seiten über und über mit sehr deutlichen Kritzen bedeckt zeigen. Solche Trümmer sind aller-

dings seltener, und sie werden auf die rechte Seite der Moräne beschränkt sein, da Grauwacke im Wurmsa-Thal nur am «Burgköpfle» vorkommt. Die Grenze zwischen letzterer und dem Granit, welcher sonst ausschliesslich in diesem Thal herrscht, liegt gegenüber den Häusern an der Wurmsa. Man ersieht hieraus deutlich, ein wie kurzer Transport durch den Gletscher unter Umständen genügt, um an geeignetem Material die charakteristische Streifung in ausgeprägtester Weise zu erzeugen.

Man kann die ganze Glacialablagerung des unteren Wurmsa-Thales als eine Reihe von hinter einander liegenden, nicht scharf gegen einander abgegrenzten Quermoränen auffassen. Der Wurmsa-Bach durchbricht dieselben in schmaler Alluvialrinne, welche sich zwischen den einzelnen Wällen kesselartig erweitert. Die erste beckenförmige Ausbreitung der alluvialen Fläche, mit einer Längserstreckung von etwa 100 und einer Breitenausdehnung von etwa 80 m, trifft man beim Aufstieg nach dem Fischbödle gerade an dem Punkte, wo der Bach an den Fischbödle-Weg herantritt, um dann nach fast rechtwinkliger Biegung des Laufes eine kurze Strecke weit dicht neben jenem Weg hinzufliessen. Unmittelbar an diese Erweiterung schliesst sich thalaufwärts die zweite, wenig umfangreichere an, welche gegenüber den letzten Häusern an der Wurmsa endigt, und bald darauf folgt endlich die dritte in Form einer etwas ausgedehnteren Niederung. Denkt man sich diese jetzt mit einander in offener Verbindung stehenden Becken durch Schuttmassen gegen einander abgeschlossen, so würden Stauseen gebildet, wie sie für ehemals vergletscherte Thäler so charakteristisch sind und möglicher Weise eine Zeit lang nach dem Rückzug des Wurmsa-Gletschers hier bestanden haben, bis nämlich der Bach sich so tief in den Moränenschutt eingefressen hatte, dass ein ungehindertes Abfliessen des Wassers erfolgen konnte.

Beim weiteren Aufstieg im Wurmsa-Thale bemerkt man bei einiger Aufmerksamkeit eine gewisse Neigung der unteren Theile der Thalgehänge zu auffallend gerundeten Formen. Dieselbe kommt namentlich auch unmittelbar am Fischbödle in den hier mehrfach vorhandenen rundhöckerartigen Gestaltungen der Felsen, welche gegen die gezackten Formen der das Fischbödle

überragenden «Spitzen Köpfe» besonders auffallend abstechen, zum Ausdruck. Man wird hierdurch unwillkürlich an den in ehemals vergletscherten Alpenthälern oft so schön zu beobachtenden Gegensatz zwischen den zackigen Felspyramiden der höheren und den Rundungen der tieferen, ehemals vom Eise bedeckten Gehängetheile erinnert. Durch einen solchen Vergleich soll natürlich nicht ausgesprochen werden, dass die soeben erwähnten Rundungen etwa schon die ehemalige Vergletscherung des Wurmsa-Thales beweisen könnten, da die granitischen Gesteine überhaupt leicht gerundete Formen annehmen, sei es einfach in Folge von Verwitterung, wie bei den auf Granitplateaus so allgemein zu beobachtenden rundlichen Blöcken, sei es in Folge von grossschaliger Absonderung oder endlich, wie so häufig an Wasserfällen, unter der Mitwirkung von fliessendem Wasser. Immerhin aber stimmen derartige Gestaltungen gut zu dem Aussehen, welches früher vergletscherte Hochthäler aufzuweisen pflegen, und die Annahme, dass all diese Rundungen durch fliessendes Wasser entstanden seien, würde schon eine ganz ungewöhnlich reichliche Wassercirculation, wie man sie gegenwärtig hier vermisst, zur Voraussetzung haben.

Auf Gletscherwirkung weisen solche Verhältnisse allerdings dann mit einiger Bestimmtheit hin, wenn zu der Rundung der Felsmassen auffallende Glättungen sowie jene bekannten eigenthümlichen Schrammungen hinzutreten, welche als gewöhnliche Erscheinung hauptsächlich in ehemals vergletscherten Gebieten angetroffen zu werden pflegen. Wenn deutliche Vorkommnisse dieser Art in dem in Rede stehenden Gebiet, wie es scheint, nicht gerade allzu häufig sind, so ist zu erwägen, dass hier wie überall in ehemals vergletscherten Gegenden die Atmosphärilien und das fliessende Wasser seit dem Abschmelzen der Eismassen gewiss so manche ursprünglich vorhandene, charakteristische Erscheinung wieder ausgelöscht haben, dass es ferner natürlich nicht möglich ist, festzustellen, in wie weit das ehemalige, wenigstens zum Theil durch Gletscherthätigkeit geschaffene Aussehen der Felsoberfläche durch jene Einflüsse nachträglich verändert worden sei.

Indessen fehlt es an solchen Erscheinungen, welche auf eine unmittelbare Wirkung des Gletschers hinweisen, nicht ganz. So erwähnt Grad geglättete und mit charakteristischer Glacialschrammung versehene Flächen, von welchen ausdrücklich hervorgehoben wird, dass sie von den durch das fliessende Wasser hervorgebrachten deutlich unterscheidbar seien («bien distincts des surfaces polies par le passage de l'eau»), von den unterhalb des Fischbödle anstehenden Felsen sowie Rundhöcker mit Glacialschliff («roches moutonnées avec des polies glaciaires») von einer einige 50 m oberhalb des letzteren am rechten Thalgehänge gelegenen Stelle. Im Nachfolgenden aber wird sich Gelegenheit bieten, ähnliche Spuren von einem noch höher gelegenen Punkte aus der Umgebung des Fischbödle zu beschreiben.

Mit Rücksicht auf solche hin und wieder erhaltene Glättungen und Schrammungen von offenbar glacialem Ursprung mag es berechtigt erscheinen, die vorhandenen rundhöckerähnlichen Bildungen sowie die allgemeine Verbreitung stark gerundeter, anscheinend ehemals glatter Felsoberflächen in den tieferen Höhenlagen der Gehänge zu einem wesentlichen Theile als Andeutung der ehemaligen Vergletscherung aufzufassen. Nur wird man annehmen dürfen, dass die dereinst vom Eisstrom bedeckte Oberfläche im Kleinen bereits wieder vielfach durch die meteorischen Einflüsse umgemodelt worden sei, und wird sich vor allen Dingen hüten müssen, jede etwas auffälliger gerundete, vielleicht sogar ein wenig geglättete Felsoberfläche ohne weiteres als beweisend für das ehemalige Vorhandensein eines Gletschers aufzufassen. Auch vor einer Verwechselung von sogenannten Rutschflächen (Druckflächen, Ablösungsflächen), welche in von Verwerfungen durchzogenen Gebieten so häufig sind, mit Glacialschliffen wird man einigermassen auf der Hut sein müssen, da ja auch in den bezüglich dieser Verhältnisse noch zu wenig untersuchten Granitgebieten der südlichen Vogesen bedeutende Gebirgsstörungen vorhanden sein könnten.

Die Bildung der unterhalb des Fischbödle an den Wasserfällen der Wurmsa auftretenden Strudellöcher mit der einstigen Vergletscherung des Wurmsa-Thales in Verbindung zu setzen, wie

dies Brazis[15] gethan hat, erscheint mir gewagt. Dieselben lassen sich in Anbetracht ihrer Lage recht wohl in nachglacialer Zeit entstanden denken, wenn es auch anderseits möglich ist, dass sie schon unter dem das Thal dereinst erfüllenden diluvialen Gletscher vorhanden waren.

Als ausschlaggebend für die Beurtheilung früherer Vergletscherungen wird hier wie überall in erster Linie das Auftreten ausgesprochen wallartiger Ablagerungen sowie die Art der Vertheilung des erratischen Materials zu betrachten sein. Alle sonst etwa noch vorhandenen, damit in Verbindung zu setzenden Erscheinungen werden, als an und für sich mehr oder weniger zweideutig, erst in zweiter und dritter Reihe berücksichtigt werden können.

Etwas östlich vom Fischbödle biegt das bis hierhin nordwestlich verlaufende Thal gegen Norden um, und man gelangt nach kurzer Wanderung in eine gerade unterhalb der Schiessroth-Hütten gelegene, beckenartige Erweiterung desselben, welche auf der Generalstabskarte 1 : 25000 als Rieth-Wasen bezeichnet ist. In diesem Becken sollen durch Abdämmung die in der Gegend der Wurmspel am Hohneck entspringenden Quellwasser der Wurmsa zu einem künstlichen See mit regulirbarem Abfluss aufgestaut und damit der Industrie und der Wiesenkultur des Münster-Thales in höherem Grade nutzbar gemacht werden. Da seit der Inangriffnahme der Arbeiten zur Herstellung des Wasserbeckens die Bezeichnung «Schiessrothrieth»[16] an Stelle der älteren Benennung «Rieth-Wasen» eingeführt und üblich geworden ist, so soll dieselbe auch hier beibehalten werden.

Das Schiessrothrieth, über dessen Lage, Umgebung und geologische Verhältnisse die Skizze Fig. 1 auf Taf. III zur Orientirung dienen mag, hat eine von Nordwest nach Südost gerichtete Längserstreckung von beiläufig 350 m bei einer grössten Breitenausdehnung von 220 m. Am unteren Ende desselben befindet sich, unterteuft von einer Sandablagerung von unbekannter Mächtigkeit, ein kleines Torflager, welches nach den Angaben des Herrn Regierungsbaumeisters Schemmel eine geringe, nur an einzelnen Stellen beiläufig ein Meter betragende Mächtigkeit besitzt. In westlicher und nordwestlicher Richtung von der Torfablagerung

(vergl. Fig. 1, Taf. III und die Erklärungen dazu), breiten sich sandige Bildungen an der Oberfläche des Rieth aus, welche an manchen Stellen in ein Meter Tiefe noch nicht durchsunken waren. Bei einer nordwestlich vom Torflager, am Bach vorgenommenen Aufgrabung stiess man bereits in ein halb Meter Tiefe auf anstehenden Granit, welcher von Granitgrus bedeckt war. Eine so geringe Mächtigkeit des Alluviums im Schiessrothrieth dürfte jedoch nur lokal und durch kuppenartige Aufragungen der Granitmasse bedingt sein, wie denn auch in der Nähe des eben erwähnten Punktes der Granit in beschränktem Umfange an die Oberfläche tritt. In der Skizze Fig. 1 kommt dies dadurch zum Ausdruck, dass die betreffende Stelle nicht punktirt ist. — Im oberen Theile der Rieth-Ebene, woselbst keine Aufgrabungen und Sondirungen stattgefunden hatten, dürften gleichfalls, nach der Beschaffenheit der Oberfläche und nach der Vegetation zu schliessen, sandige Bildungen, wie in Fig. 1 angenommen, herrschen.

In der Umgebung des Rieths ist nur Granit als anstehendes Gestein bekannt.

Der am unteren Ende des Rieths zur Aufstauung der Gewässer zu errichtende Damm soll eine Länge von 150 m und durch Verkleidung mit Mauerwerk auf der Riethseite die nöthige Widerstandsfähigkeit erhalten. Zur Fundirung der Verkleidungsmauer war ein in südwest-nordöstlicher Richtung verlaufender, an der Sohle etwa 2, oben 3—5 m breiter, über 200 m langer Graben hergestellt worden, welcher zur Zeit der Besichtigung noch offen lag und einen guten Einblick in das Profil des Thales an dieser Stelle gewährte. Dieses Thalprofil, welches etwas näher betrachtet zu werden verdient, da sich wohl selten die Gelegenheit bietet, Durchschnitte durch die obersten Theile von ehemals vergletscherten Thälern zu beobachten, ist auf Taf. III durch Fig. 2 veranschaulicht. Derselben konnte — was auch für Figur 2 auf Taf. IV gilt — eine von Herrn Regierungsbaumeister Schemmel im Massstab 1:200 entworfene Aufrisszeichnung zu Grunde gelegt werden, welche den Verlauf der Oberfläche und die Tiefenlage des anstehenden Felsens an den einzelnen Punkten des Durchschnittes nach den bei den Abdeckungs-

arbeiten hierüber gemachten Beobachtungen angiebt. Eine Copie dieser Zeichnung ist vom Kaiserl. Ministerium von Elsass-Lothringen, Abtheilung für Finanzen, Landwirthschaft und Domänen, gütigst zur Verfügung gestellt worden. Die geologischen Verhältnisse sind in der zu besprechenden Skizze nach eigenen, an Ort und Stelle entworfenen Zeichnungen zum Ausdruck gebracht. — Einige Bemerkungen über die Zusammensetzung des durch die Bauarbeiten gut aufgeschlossenen Granits in der Umgebung der Abdämmungsstelle folgen in einem späteren Abschnitt dieser Arbeit.

Wie aus Fig. 2 ersichtlich, war in dem zur Fundirung der Verkleidungsmauer aufgeworfenen Graben an den meisten Stellen der anstehende Granit erreicht worden. Im nordöstlichen Theil des Aufschlusses war dies jedoch nur an einer Stelle der Fall. Man hatte auf dieser Seite von der Sohle des Grabens aus die in der Zeichnung durch punktirte Umrisse angedeuteten Schächte angelegt, jedoch die Granitoberfläche nur noch in dem äussersten derselben bei 13 m Tiefe getroffen.

In dem nach der rechten Thalwand zu gelegenen Theil des Aufschlusses zeigte sich der Granit bedeckt von einer völlig ungeschichteten Bildung (m), bestehend aus einer sandigen Grundmasse und zahlreichen, dicht neben einander in derselben liegenden, kleineren und grösseren Geschieben von Granit. Letztere waren ohne Rücksicht auf ihre Grösse vertheilt und mehr oder weniger vollkommen gerundet; einzelne wiesen auch Flächen auf, welche wie abgescheuert aussahen. Die sandige Grundmasse enthielt die Bestandtheile des Granits, hauptsächlich Quarzkörner und Feldspaththeilchen, welche keine deutliche Abrollung erkennen liessen, so dass man vielleicht richtiger von einem feinen Granitgrus als von Granitsand sprechen könnte. — An einer Stelle war über dieser Bildung ein kleines Sandlager (c) ausgebreitet, und rechts daneben, am Bach, sieht man noch den Rand des bereits erwähnten Torflagers (t) angeschnitten.

Andere Verhältnisse zeigten sich auf der linken Thalseite. Hier lag zunächst auf dem Fels eine regelmässig geschichtete Ablagerung (a) von Granitsand mit einzelnen grösseren Granitgeschieben in wechselnder Mächtigkeit. Darüber folgte dann eine

ähnliche Bildung (b), welche sich jedoch durch zahlreichere Granitgeschiebe sowie eine eigenthümlich unregelmässige, gewundene Schichtung auszeichnete. Eine sandige, zugleich geschiebeführende Bildung unterteuft auch den Torf im Profil. Dieselbe hat hier, wie aus der Skizze zu ersehen, eine ziemlich geringe Mächtigkeit. In Folge dessen und wegen der Undeutlichkeit des Aufschlusses an dieser Stelle liess sich das Lagerungsverhältniss derselben zu m und a nicht bestimmt erkennen, was in Fig. 2 dadurch zum Ausdruck kommt, dass unterhalb t keine Signatur angegeben, die Abgrenzung der Ablagerungen m und a gegen den Bach hin also unbestimmt gelassen ist. Am wahrscheinlichsten bilden die lockeren Anhäufungen unter t eine besondere kleine, seitlich von *m* und *a* eingeschlossene alluviale Mulde. Das Altersverhältniss von m zu a und b lässt sich in Folge dieser Umstände natürlich auch nicht sicher feststellen.

Aus der Lage von t zu m einerseits, a und b anderseits in Fig. 2, sowie aus dem Vergleich der letzteren mit Fig. 1 ersieht man, dass die alluvialen Bildungen des Rieths ein auf natürliche Weise abgeschlossenes Becken erfüllen. Der Abschluss desselben wird auf der rechten Seite des Thals durch einen gegen dessen Mitte sich vorschiebenden, von der Ablagerung m bedeckten Granitriegel, auf der linken Seite durch die losen Massen a und b bewirkt. Das hinter diesen natürlichen Aufschüttungen sich ausbreitende Torflager verdankt seine Entstehung offenbar einem früher hier gelegenen Sumpf oder kleinen Weiher, dessen Bildung nur in Folge des Vorhandenseins jener letzteren, die Aufstauung bewirkenden Massen möglich war. — Weiter zeigt das Profil, dass der jetzige Thalweg des Baches nicht mit der Stelle zusammenfällt, an welcher der anstehende Fels am tiefsten liegt. Diese befindet sich weiter nach dem linken Thalgehänge zu. Der Bach ist also früher weiter links geflossen und hat seinen Lauf in Folge des Absatzes der Massen a und b nach rechts verschoben.

Dass das Becken des Schiessrothrieths früher durch einen vollständigen Riegel von Granit verschlossen gewesen sei, erscheint möglich und ist wohl sogar wahrscheinlich. Derselbe

könnte dann vielleicht während der der Vergletscherung der Vogesen vorausgehenden niederschlagsreichen Periode durchgenagt worden sein.

Die durch die Abräumungsarbeiten entblösste Granitoberfläche wies an den meisten Stellen kein irgendwie ungewöhnliches Aussehen auf, doch zeigte sich eine bemerkenswerthe Abnutzung derselben, welche näher beschrieben zu werden verdient, am südwestlichen Ende des Grabens. Hier erhebt sich nämlich, wie die Skizze veranschaulicht, der Granit in Form eines senkrecht aufragenden gerundeten Felsens, welcher sich mit der übrigen Granitmasse in vollkommenem Zusammenhang und in gänzlich unverrückter Lage befand. Derselbe zeigte an der vollständig freigelegten, dem Graben zugekehrten Seite eine zwar nicht sehr vollkommene, aber eigenartige Glättung. Letztere unterschied sich von den bekannten, an Wasserfällen so häufig vorkommenden, durch stark strömendes Wasser erzeugten Glättungen wesentlich dadurch, dass sie von einer regelmässigen Streifung begleitet war. Die ganze Fläche zeigte sich nämlich bedeckt mit einem System von Riefen, deren unter einander fast genau paralleler Verlauf deutlich zu erkennen war, wenn man den Fels von der Seite her betrachtete. Dieselben erinnerten nicht sowohl an jene eigenthümlichen, in ihrer Eigenart schwer zu beschreibenden Streifungen, welche charakteristische Rutschflächen zu zeigen pflegen, sondern glichen vielmehr ganz den Ausfurchungen, welche vom Eise unter Mitwirkung eingebackener Gesteinstrümmer gescheuerte Flächen aufzuweisen pflegen. Sie hielten die Richtung Nordwest—Südost inne, wobei sie mit der Horizontalen einen in der Richtung thalabwärts geöffneten spitzen Winkel von 10—20° bildeten.

Dieser sehr auffallende, weil nach dem soeben Gesagten in der Richtung des Thalgefälles deutlichst nach aufwärts gerichtete Verlauf der Riefen würde schon allein die Annahme ausschliessen, dass etwa fliessendes Wasser mit Hilfe von mitgeführtem Sand u. dergl. die eigenthümliche Abnutzung des Felsens herbeigeführt habe, — wofern eine derartige Entstehung derselben an sich möglich schiene. Wäre es doch nicht einzusehen,

wie sich auf diesem Wege eine Streifung hätte erzeugen können, welche eine dem Gefälle des Wassers gerade entgegengesetzte, d. i. nach Nordwest gerichtete Neigung zeigt. — Dass man es hier etwa mit einem sogen. Harnisch zu thun habe, wie deren ja bisweilen schon zu Verwechselungen mit Gletscherschliffen Veranlassung gegeben haben, kann noch weniger angenommen werden, da — abgesehen von der, einer solchen Annahme, wie erwähnt, nicht entsprechenden Beschaffenheit der Riefen — die ganze Form der gerieften Felsoberfläche an nichts weniger als an eine Kluftfläche, sondern vielmehr eher an eine rundhöckerartige Bildung erinnert.

Die Erscheinung lässt sich hingegen ohne Schwierigkeit auf Gletscherthätigkeit zurückführen, wenn man erwägt, welche Wirkung eine so plötzliche Thalverengung wie die unterhalb des Schiessrothrieths auf die Bewegung eines ehemals aus diesem Kessel sich ergiessenden Eisstromes ausüben musste. Die Granitmasse, auf welcher die Abdämmungsmauer errichtet wird, bildet eine Art Schwelle, an welcher sich die das Becken erfüllenden, beim Austritt aus demselben plötzlich eingeengten Eismassen stauen mussten, was nach der vorhandenen Configuration (vgl. hierzu die Skizze Figur 1) ganz besonders auf der rechten Thalseite, wo jene auffallende Fläche sich befindet, eingetreten wäre. Hierbei konnte das Eis stellenweise eine Bewegung nach aufwärts annehmen. Letztere musste sich dann auch den eingebackenen Gesteinstrümmern mittheilen und in Folge dessen wieder in einem entsprechenden Verlauf der durch die bewegte Masse erzeugten Schrammungen zum Ausdruck gelangen. Das Verhalten der beschriebenen Schrammen ist also ein solches, dass es durch Gletscherwirkung sehr wohl erklärt und in dieser Beziehung als ein bemerkenswerthes Vorkommen betrachtet werden kann, da ein derartig abnormer Verlauf von Glacialfurchung immerhin nicht allzu häufig sein dürfte[17]. Die Annahme aber, dass die Erscheinung thatsächlich auf diese Weise zu Stande gekommen sei, erscheint um so statthafter, als die beschriebene, den geschrammten Fels bedeckende Ablagerung (m in Fig. 2) offenbar als eine Moräne[18] zu deuten ist und es ohne-

hin keinem Zweifel unterliegt, dass der Ursprung des Wurmsa-Gletschers oberhalb des Schiessrothrieths an der «Wurmspel» (vergl. Fig. 1) gesucht werden muss.

Jedes Frühjahr beherbergt der Felsencirkus oberhalb der Wurmspel, wenig unter der Kammhöhe, in ungefähr 1230 m Höhe, Schneemassen. Dieselben halten sich bis tief in den Sommer hinein, verwandeln sich bereits im Frühjahr nahe am Boden in mehr oder weniger kompaktes Eis und kommen in kühlen und feuchten Jahrgängen gar nicht mehr zum Abschmelzen. Man hat hier dann die ersten Ansätze zu einem Gletscher, wie sie von Grad[19] 1871 in einer kleinen Abhandlung beschrieben wurden. Auf der Skizze Fig. 1 ist zur Orientirung die ungefähre Lage des Schneefeldes angedeutet, welches sich Anfang Juni 1888 an der Wurmspel ausdehnte. Eine Reihe kleinerer Schneefelder erstreckte sich damals längs des Nordostabhanges des Hohneck[20], unmittelbar unter der Plateauhöhe, etwa zwischen 1240 und 1320 m Höhe, und weiter bemerkte ich zur selben Zeit Schneeansammlungen gegenüber den Spitzen Köpfen am Gehänge des «Amelthals» sowie in zwei kleineren Felsencirken am Ostabfall des Kastel-Berges, westlich vom Fischbödle (vergl. Fig. 1).

Der geschrammte, rundhöckerähnliche Fels, welcher soeben näher beschrieben worden ist, liegt nur wenige Meter über dem Niveau des Schiessrothrieths, 930 m über Normalnull. Indessen kommen an Rundhöcker erinnernde Felsenformen auch an noch höheren Punkten in der Umgebung dieses Rieths vor. Besonders fiel mir eine derartige, schätzungsweise etwa 60—80 m über demselben in nordwestlicher Richtung gelegene Felsmasse auf, an welcher bei genauem Nachsuchen — zumal an Stellen, welche durch eine dünne Humusdecke etwas geschützt sind — vielleicht noch Glacialschrammen zu finden sein würden. Es dürfte dies hier die äusserste Grenze sein, bis zu welcher sich Glacialspuren noch vermuthen lassen. Dieselben verschwinden also ungefähr in der gleichen Höhe wie an dem benachbarten Fischbödle, wo die bereits erwähnten, von Grad beobachteten und von ihm für Eisschliffe gehaltenen Glättungen, — da das Fischbödle 790 m über der Ostsee liegt —, in etwa 850 m Höhe vorkommen, während nach

demselben Beobachter beiläufig zwischen 1000 und 1100 m Höhe daselbst jede sichere Spur ehemaliger Vergletscherung fehlen würde.

Was nun die Ablagerungen a und b des Profils Fig. 2 betrifft, so sind dieselben zufolge der mehr oder weniger deutlichen Schichtung, welche sie aufweisen, zwar nicht mit Bildungen, welche durch die unmittelbare Thätigkeit eines Gletschers entstanden sein könnten, zu vergleichen, indess dürften sie wenigstens dem Alter nach ebenfalls glacial, wenn nicht theilweise sogar präglacial sein. Beim Herannahen des Gletschers werden nämlich die Schmelzwasser desselben in und vor dem Becken des Rieths, zum Theil vielleicht auf schon vorhandenen, noch älteren Absätzen, sandige Massen und Granitgerölle abgelagert haben, über welche sich beim weiteren Vorrücken des Eises Moränenschutt ausbreitete. Letzterer wird dann beim Rückzug des Gletschers sammt einem Theil der präglacialen Bildungen durch die Schmelzwasser wieder fortgeführt oder aufgearbeitet und umgelagert worden sein. Es liegt nun die Annahme sehr nahe, dass die Ablagerung b, welche in ihrer Ausbildung viel Aehnlichkeit mit m hat und sich von derselben hauptsächlich nur durch das Vorhandensein einer eigenthümlichen Schichtung, wie sie wohl durch stark strömendes Wasser am ehesten erzeugt werden kann, unterscheidet, aus beim Abschmelzen des Gletschers umgelagertem Moränenmaterial in unmittelbarer Nähe des Eisrandes sich gebildet habe, mithin ein ungefähres zeitliches Aequivalent der Ablagerung m darstelle. Dieser Auffassung entsprechend wäre dann a als wahrscheinlich präglacial, wenigstens in relativem Sinne, d. h. als wahrscheinlich älter denn m aufzufassen. Jedenfalls lassen sich, wie mir scheint, für die Auffassung der Absätze a und b als recente Bildungen noch weniger entscheidende Gründe anführen, als diejenigen sind, welche soeben für die Annahme eines glacialen bezw. vorglacialen Alters derselben geltend gemacht wurden. Man kann somit die Ablagerungen a und b mit Wahrscheinlichkeit als glacial bezw. vorglacial betrachten. Für ein diluviales Alter derselben spricht überdies schon die Lage über der Alluvial-Ebene des Rieths, welche der Ablagerung a allerdings nur in ihren oberen Theilen zukommt. Darauf, wie dieses wallartige Auftreten von geschichteten

Bildungen zu Stande gekommen sein mag, wird sich noch im letzten Abschnitt dieser Arbeit (vergl. S. 54) kurz hinzuweisen Gelegenheit finden.

An ganz jungen, nachglacialen Bildungen fehlt es an der Abdämmungsstelle des zukünftigen Schiessroth-Sees freilich ebenfalls nicht, auch wenn wir die in dem Aufschluss gerade noch angeschnittene, jedenfalls ganz jugendliche Torfablagerung, als eigentlich schon zum Rieth gehörig, ausser Betracht lassen. So stellt c in Fig. 2 offenbar ein kleines recentes Sandlager dar, und die Ablagerung b geht nach dem Gehänge zu in eine Bildung über, welche wohl als recenter Gehängeschutt anzusprechen ist. Für die in der Nähe des Gehänges an der Oberfläche zerstreut umher liegenden Blöcke wird man ferner denselben Ursprung anzunehmen haben. Eine Trennung dieser recenten Bildungen von den älteren Anschwemmungen und glacialen Ablagerungen wird jedoch selbst bei vorhandenen Aufschlüssen und zumal in Granitgebieten immer schwierig bleiben und nur schematisch durchgeführt werden können. — Bei einer geologischen Specialaufnahme des Gebiets würde man wohl die ganze dem Schiessrothrieth vorgelagerte Masse von losen Bildungen in Anbetracht des untergeordneten Antheils, welchen die recenten Ablagerungen an der Zusammensetzung derselben haben, als diluvial verzeichnen müssen, wie es in der Skizze Fig. 1 angedeutet ist. Will man daneben noch die oberflächliche Bedeckung mit Gehängeschutt u. s. w. zum Ausdruck bringen, so könnte dies durch Auftragung einer besonderen Signatur (Schraffirung oder dergl.) auf die das Diluvium bezeichnende Grundfarbe geschehen.

3. Gletscherspuren im obersten Theil des Münster-Thales[21]. Thalprofil am Altweiher.

Hierzu Taf. IV, Fig. 1, 2, 3.

Sichere Spuren der ehemaligen Vergletscherung trifft man neben mancherlei mehr oder weniger zweifelhaften Andeutungen

derselben auch im obersten Theile des Münster-Thales, zwischen der Einmündung der Wurmsa und dem Rhein-Kopf, sowie in dem Thal der aus dem Altweiher kommenden Fechtquelle.

Vor allem ist hier die auffallende Verschmälerung der Alluvialebene zwischen Schmelz und Erbersch hervorzuheben, welche unmittelbar auf die oberhalb Erbersch sich ausdehnende, seebeckenartige Erweiterung derselben folgt. Die Fecht durchbricht hier in schmaler Rinne einen augenscheinlich aus losem Material gebildeten, 5—10 m hohen Riegel, eine unverkennbare Moräne, welche sich mit etwa nordnordwest-südsüdöstlichem Verlauf in einer Länge von ungefähr 400 m schräg durch das Thal erstreckt und vielleicht ehedem die abfliessenden Gewässer oberhalb Erbersch eine Zeit lang zu einem See aufgestaut hat. Von Westen gesehen, erscheint sie als eine ziemlich unvermittelt ansteigende Terrasse, während sie nach Südosten grösstentheils unmerklich in die Thalsohle verläuft. Aufschlüsse in dieser Ablagerung hatte ich nicht Gelegenheit zu sehen; indess schliesst schon das ganze topographische Auftreten derselben jeden Zweifel an ihrer Moränen-Natur aus. Die Form eines Querwalles tritt deutlich bei dem kürzeren südlichen Zweig dieser Moräne hervor, welcher gegen die südlich von Erbersch in west-östlicher Richtung gegen Schmelz sich hinziehende Erhebung ziemlich scharf absetzt.

Uebergehen wir die rundhöckerartigen Formen, welche an manchen der weiter thalaufwärts anstehenden, aus Grauwacke gebildeten Felsen auffallen, so wäre vor allen Dingen noch die Verbreitung glacialer Geschiebe in der Gegend um den Kolben-Wasen zu erwähnen. Ausgezeichnet gekritzte Geschiebe kann man gegenwärtig namentlich beim Aufstieg von hier nach dem Altweiher sammeln. Zur bequemeren Erreichung der an letzterer Stelle gelegenen Bauplätze hat das Meliorationsbauamt einen neuen Weg vom Kolben-Wasen nach dem Altweiher anlegen lassen, welcher kurz vor dem Punkt 684 der neuen Generalstabskarte von der grossen Strasse abzweigt und — wie aus der Skizze Fig. 1 auf Taf. IV zu ersehen — den alten, steil gerade ansteigenden Weg in weit ausholenden Schlingen kreuzend, zur Linken des aus dem Altweiher kommenden Baches verläuft.

Dieser Weg schneidet nun mehrfach etwas in die vorhandenen Gehängeablagerungen ein, so namentlich an den ersten der erwähnten grossen Schlingen. Hier kann man dann neben Granitgeschieben, welche zum Theil recht vollkommene Rundung, aber keine gestreiften Flächen zeigen, solche von Grauwacke mit oft nur wenig gerundeten Kanten, aber vielfach mit vorzüglicher Schrammung beobachten. Derartige Geschiebe findet man noch in verhältnissmässig bedeutender Höhe. Der höchst gelegene Punkt, von welchem ich ein über und über mit ausgezeichneten Schrammen bedecktes Grauwackengeschiebe auflas, befindet sich nordöstlich vom «Müssle», etwa 450 m vom unteren Ende des Altweihers entfernt[22], in 880—890 m Höhe, also fast in gleicher Höhenlage wie die Oberfläche des letzteren. Es ist nicht zu bezweifeln, dass man es hier mit den Ablagerungen eines Gletschers zu thun hat, welcher dann nur aus dem Altweiher-Becken gekommen sein kann. Die Vermuthung, dass derselbe einen Theil seiner Eismasse seitlich über den nur etwa 930 m hohen Seeberg-Sattel[23] ergossen haben könnte, liegt nahe, und es würde sich daher wohl lohnen, einmal an letzterer Lokalität sowie auch auf den 40 m höheren Köpfen südsüdöstlich davon sorgfältigst nach etwa vorhandenen Glacialspuren zu suchen. Bei meinem Aufenthalt in der dortigen Gegend fand ich keine Gelegenheit dazu.

Bei späteren geologischen Specialaufnahmen in den Hochvogesen wird auch die Aufgabe zu erledigen sein, all' die Ablagerungen der früheren Gletscher derart ins Einzelne zu verfolgen, dass sie auf den Karten ihrer Form und Ausdehnung nach möglichst genau verzeichnet werden können. Die Seitenmoränen, welche sich nicht selten über grössere Strecken im Zusammenhange verfolgen lassen, ferner Endmoränen, etwaige glaciale Anschwemmungen u. dergl. werden so vollständig wie möglich darzustellen sein, wenn anders den Anforderungen genügt werden soll, welche an Aufnahmen im Massstab 1 : 25000 wohl gestellt werden müssen. Es wird sich dann schon hierbei zeigen, dass Gebiete, wie z. B. gerade auch die Gegend westlich von Metzeral, in welchen nach den älteren geologischen Darstellungen sehr einförmige

geologische Verhältnisse herrschen würden, in Wirklichkeit viel weniger einfach zusammengesetzt sind.

Wir wenden uns nun zur Besprechung derjenigen Erscheinungen, welche am Altweiher selbst in Folge der Aufgrabungen zur Fundirung der Abschlussmauer sowie zur Herstellung eines Ableitungsgrabens für die aufzustauenden Wassermassen zu beobachten waren.

Das Becken des Altweihers, in dessen Umgebung, wie am Schiessrothrieth, nur granitische Gesteine auftreten, hat eine ziemlich regelmässige, lang elliptische Gestalt. Es wird seiner ganzen Ausdehnung nach von einem anscheinend ziemlich mächtigen Torflager erfüllt, dessen Oberfläche nur am oberen Ende und an den Rändern ganz leicht ansteigt, sonst aber vollkommen horizontal verläuft. Die ganz wie beim Schiessrothrieth von Nordwest nach Südost gerichtete Längserstreckung beträgt etwa 400 m, die Breite durchschnittlich 140 m. Zur Aufnahme der Fundamente der Abschlussmauer, welche eine Länge von etwas über 110 m erhalten wird, war am unteren Ende ein südwest-nordöstlich verlaufender, 120 m langer und 12 m breiter Graben aufgeworfen worden, dessen Sohle überall den anstehenden Granit erreichte. Die geologischen Verhältnisse des auf diese Weise erhaltenen Thalquerschnittes sehen wir auf Taf. IV durch die Skizze Fig. 2 dargestellt. In derselben sind die relativen Maasse ganz wie bei Fig. 2, Taf. III einer von Herrn Regierungsbaumeister Schemmel im Maasstab 1 : 200 ausgeführten Profilzeichnung entlehnt, von welcher gleichfalls eine Copie durch das Kaiserl. Ministerium zur Verfügung gestellt war.

Wie aus der Skizze erhellt, war an der Nordwestseite des Grabens der Granit von einer $2^1/_2$ bis 7 m mächtigen ungeschichteten Ablagerung (g) bedeckt. Dieselbe setzte sich aus feinzerriebenem Granitmaterial (Granitgrus, Granitsand) und regellos eingebetteten, gerundeten Trümmern von Granit zusammen, zeigte also eine ganz ähnliche Ausbildung wie die bei dem Profil im Schiessrothrieth beschriebene ungeschichtete und als Moräne gedeutete Ablagerung (m in Fig. 2, Taf. III). Ueber g sieht man noch das Torflager (t) angeschnitten, welches das Becken des

Altweihers oberflächlich zusammensetzt. Der Torf bildet hier nur noch eine wenig mächtige, etwa über der Mitte des Grabens auskeilende Schicht, wie dies aus dem Profil Fig. 3, Taf. IV zu ersehen ist, welches die Abschlussmauer quer durchschneidet. — Ungefähr 100 m nordwestlich vom Graben ist die Mächtigkeit der Torfschicht bereits eine viel beträchtlichere: dieselbe wurde hier bei einem Bohrversuch in 4 m Tiefe noch nicht durchsunken.

Der Granit, dessen Oberfläche keinerlei auffallende Beschaffenheit erkennen liess, zeigte sich von einem doppelten System von Klüften durchsetzt. Die Klüfte des einen Systems fallen mit durchschnittlich etwa 30° — das Einfallen schwankt zwischen beiläufig 20 und 35° — nach Nord bis Nordnordwest, die des anderen dagegen beträchtlich steiler, nämlich mit 40—65°, meist etwa 60° nach Süd bis Südsüdost. Die Fallrichtungen beider stehen also annähernd senkrecht auf einander, sie schliessen einen Winkel von bald etwas weniger, bald etwas mehr als 90° ein, während die Streichrichtung bei beiden gleich ist, nämlich zwischen West-Ost und Weststüdwest-Ostnordost schwankt. Die Streichrichtung der Klüfte schneidet mithin die Längsrichtung der Mauer unter spitzem Winkel. — Ueber die petrographischen Verhältnisse des Granits und über die in demselben auftretenden Erzgänge sind die Angaben im nächsten Abschnitt zu vergleichen.

Von Wichtigkeit für die im Nachfolgenden zu erörternde Frage von der muthmasslichen Entstehungsart des ehemaligen Altweiher-Sees ist der Verlauf der Granitoberfläche, indem dieselbe nach dem Altweiher hin, d. i. also thalaufwärts einfällt. Man ersieht dieses Verhalten aus dem Längenprofil (Taf. IV, Fig. 3) des für die Ableitung der aufzustauenden Wassermassen hergestellten Grabens. Die Felsoberfläche senkt sich vom Ende desselben bis zur Vorderwand der Abschlussmauer, also auf einer verhältnissmässig kurzen Strecke, um nahezu 3 m.

Wäre nur der in Fig. 3 dargestellte Aufschluss vorhanden, so liesse sich etwa noch entnehmen, dass es sich hier um eine sehr flach kuppelförmige, isolirt aus der Mitte des Thales in dem lockeren Thalschutt aufragende Granitmasse handeln könnte. Aus

Fig. 2 ersieht man jedoch, dass das Profil des Thales im Querschnitt an dieser Stelle ein normales ist. Da nun, wie bereits erwähnt, in ziemlich geringer Entfernung von der Abschlussstelle der Torf allein schon über 4 m Mächtigkeit hat, also mindestens bis in das Niveau der Granitoberfläche an den tiefsten Punkten des Grabens hinabreicht, unter demselben aber doch wahrscheinlich auch dort noch lockere Sand- und Geschiebeablagerungen vorhanden sind, so wird hierdurch die Annahme, dass nach der Mitte des Beckens zu die Oberfläche des Granits sich noch mehr senke, ausserordentlich nahe gelegt. Es ist also höchst wahrscheinlich eine Schwelle von Granit bezw. eine Art beckenförmiger Einsenkung in demselben vorhanden, welche die Entstehung eines Sees veranlassen müsste, wenn die im Altweiher und vor dessen Ausgang angehäuften lockeren Massen auf irgend welchem Wege entfernt würden.

Aber auch schon dann, wenn man sich nur das Torflager weg denkt, erhält man ein Becken, dies Mal in die Sand- und Geröllmassen eingesenkt, welche den Torf in den skizzirten Aufschlüssen und wahrscheinlich auch noch weiter nordwestlich, im Altweiher selbst, unterteufen. Denn wenn auch die Aufschüttung von losem Material am Ausgang des Altweihers zu einem geringen Theil künstlich sein mag, so muss doch schon vor etwaigen künstlichen Eingriffen eine natürliche Aufstauung des Wassers über den das jetzige Torflager unterteufenden Sand- und Geröllmassen stattgefunden haben, da bereits aus dem Vergleich der Mächtigkeit des Torflagers am untern Ende des Altweihers mit derjenigen etwas nordwestlich davon eine auch in der Längsrichtung beckenförmige Gestalt des Lagers folgt.

Ein natürlicher See oder Weiher hat also zweifellos im Altweiher bis in eine geologisch sehr junge Zeit bestanden. Als derselbe dann durch das Emporwuchern der Moorvegetation allmählich ausgefüllt wurde und zu erlöschen begann, wird man denselben durch künstliche Aufstauung, wie in so vielen ähnlichen Fällen, wieder herzustellen gesucht haben.

Wir haben hiernach im Altweiher wahrscheinlich zwei Becken zu unterscheiden: ein älteres, unteres, in den anste-

henden Granit eingesenktes und ein jüngeres, oberes, dessen Vorhandensein durch unvollständige Ausfüllung des ersteren mit Sand- und Geröllmassen bedingt ist. Diese beiden Becken können auch ihrer Anlage nach durchaus verschieden von einander sein, und die Frage nach der Entstehung derselben, welche uns in einem späteren Abschnitt beschäftigen soll, wird daher für beide getrennt behandelt werden müssen.

Was die ungeschichtete Ablagerung vor dem Altweiher betrifft, welche die letzte Aufstauung der Wassermassen daselbst verursachte, so glaube ich dieselbe in Anbetracht des so nahe unterhalb des Altweihers auftretenden Schuttes, dessen glaciale Natur mir unzweifelhaft ist, für Moräne halten zu sollen. Enthielte dieselbe auch Grauwacken-Material — was jedoch nicht der Fall sein kann, da die Grauwacke erst einige hundert Meter unterhalb des Altweihers an der Zusammensetzung des Thales Theil zu nehmen beginnt — so würden sich gewiss auch hier noch deutlich gekritzte Geschiebe haben nachweisen lassen.

4. Bemerkungen über die Ausbildung des Kammgranits am Schiessrothrieth und am Altweiher. — Erz-Vorkommen an letzterer Stelle.

Hierzu Taf. IV, Fig. 2 und 4.

Das in der Umgebung des Schiessrothrieths auftretende granitische Gestein gehört zum Typus des sog. «Kammgranit»[1]. Es ist dies hier ein mittelkörniger Biotitgranit von porphyrischer Ausbildung. Die gesammelten, aus möglichst frischem Material geschlagenen Belegstücke zeigen als dem unbewaffneten Auge erkennbare Bestandtheile ausser grauweissem Orthoklas, dessen theilweises Auftreten in grösseren Einsprenglingen (Zwillingskrystallen) die porphyrische Structur bedingt, hellgrünen bis gelblichen oder noch häufiger in Folge von weit vorgeschrittener Verwitterung roth gefärbten Plagioklas, grauen Quarz, dunklen Glimmer und etwas Hornblende. Unter diesen Gemengtheilen steht der

Orthoklas in Bezug auf die Grösse der Individuen obenan. Die Krystalle der Grundmasse messen in der Richtung des grössten Durchmessers meist 2—4 mm, während die ausgeschiedenen Einsprenglinge gewöhnlich etwa 1 cm, ausnahmsweise auch $2^1/_2$ cm Länge erreichen. Die Plagioklase haben meist einen Durchmesser von 1—3 mm (Individuen von mehr als 0,5 mm Länge sind selten), die Quarzkörner einen solchen von 1—2 mm, während die Glimmerblättchen selten über 2 mm breit und die Hornblendesäulen nur ganz ausnahmsweise 1 cm lang werden. — Unter dem Mikroskop bemerkt man ausser diesen Gemengtheilen noch Apatit und bisweilen Körner von Titanit. Der Plagioklas zeigt sich hierbei meist sehr stark zersetzt und ganz mit feinen Hämatit-Blättchen erfüllt, welche die rothe Färbung bedingen. Die Hornblende tritt auch unter dem Mikroskop zurück. Sie zeigt sich ziemlich ungleichmässig vertheilt, indem sie in den Schliffen mancher Handstücke sehr spärlich, in denen anderer verhältnissmässig reichlich vorhanden ist. Manchmal weist sie Zwillingsbildung nach $\infty\overline{P}\infty$ auf; auch recht deutliche polysynthetische Zwillinge nach diesem Gesetz wurden beobachtet.

Der Granit wird stellenweise gangartig durchsetzt von aplitischen Massen, welche nicht immer ganz scharf gegen jenen abgegrenzt erscheinen und sich aus grauem Quarz und weisslichem Feldspath zusammensetzen. Auch diese enthalten grössere Orthoklase, Karlsbader Zwillinge, als Einsprenglinge, und es ist bemerkenswerth, dass letztere manchmal aus dem Granit in das aplitische Gestein hineinragen, so dass sie zur Hälfte dem Nebengestein, zur andern dem Ganggestein angehören. Eines der gesammelten Handstücke, welches ein etwa 6 cm mächtiges aplitisches Trum enthält, zeigt an mehreren Stellen recht schön diese Erscheinung, welche darauf hinzudeuten scheint, dass die aplitischen Massen, wenigstens zum Theil, nicht als wirkliche Gänge, sondern nur als gangähnliche Ausscheidungen oder aber, wenn schon als Spaltenausfüllungen, so doch als ziemlich gleichzeitig mit der Hauptmasse des ganzen Granitmassivs erstarrt zu denken seien.

Man kann sich vielleicht das Verhältniss zwischen dem Granit

und dem Aplit am ehesten in der Weise vorstellen, dass gerade, als die erkaltende und dabei unter Bildung von Rissen sich zusammenziehende Granitmasse den Erstarrungspunkt eben erst erreicht oder nur wenig überschritten hatte, ein Magma, welches die aplitischen Massen lieferte, in die sich öffnenden Spalten nachgedrungen sei. Fand bei solchen Nachschüben gleichzeitig eine theilweise Anschmelzung des Nebengesteins statt, was wohl leicht geschehen konnte, so wird dadurch ein noch innigerer Zusammenhang zwischen diesem und dem Ganggestein hergestellt worden sein. Es würden sich also unter dieser Vorstellung auch die Fälle in ungezwungener Weise erklären, in welchen zwischen jenen beiden eine nur wenig scharfe Grenze wahrzunehmen ist.

Ob die Aplitmassen vielleicht eine bestimmte Streichrichtung innehalten, habe ich nicht feststellen können.

Die Ausbildung des Granits in der Umgebung des Altweihers ist im allgemeinen dieselbe wie im Schiessrothrieth, sowohl bezüglich der Korngrösse wie auch der Beschaffenheit der an der Zusammensetzung Theil nehmenden Mineralien. Die Hauptbestandtheile sind auch hier grauer Quarz, weisslicher Orthoklas, röthlich verwitternder Plagioklas und dunkler Glimmer, wozu noch Hornblende und Apatit als untergeordnetere Bestandtheile kommen. Ausser letzterem wurde unter dem Mikroskop auch Zirkon, wenngleich als ganz zurücktretender Gemengtheil, nachgewiesen. Deutlich porphyrische Ausbildung herrscht vor, indem der Orthoklas meist auch in grösseren leistenförmigen Einsprenglingen (Zwillingskrystallen) auftritt. Dieselben sind gewöhnlich nicht ganz 1 cm, manchmal jedoch über 2 cm lang.

Indessen scheinen feinkörnigere, nicht porphyrisch ausgebildete Varietäten, welche etwas weniger Glimmer (und Hornblende) enthalten, am Altweiher verbreiteter zu sein als am Schiessrothrieth. Dieselben bilden das Uebergangsglied zu den aplitischen Massen, welche auch hier häufig sind und aus grauem Quarz, weisslichem Feldspath, sehr spärlichen kleinen Biotit-Blättchen sowie ganz vereinzelten Hornblende-Individuen bestehen. Die Gemengtheile der Aplite haben meist nicht mehr als etwa 1—3 mm im Durchmesser. Der Feldspath derselben ist gleichfalls theils

Orthoklas, theils Plagioklas, letzterer verhältnissmässig sehr frisch.

In welchem Verbande die feinkörnigeren Granite zu dem normalen porphyrartigen Kammgranit stehen, ist schwer anzugeben, obwohl an der Nordostseite des Altweihers zum Zweck der Gewinnung von Bausteinen für die Abschlussmauer ein Steinbruch angelegt war, welcher reichlich beiderlei Gesteine lieferte. Beim Sprengen kamen nämlich in Folge der starken Zerklüftung des Gesteins meist die matten und mit sekundären, talkähnlichen Mineralbildungen bedeckten Kluftflächen zum Vorschein, so dass man beim Betrachten der Wände des Bruches keinen genaueren Einblick in die Art und Weise, in welcher die verschiedenen Gesteinsvarietäten in einander greifen, gewinnen konnte. Es liess sich somit nicht entscheiden, in wie weit etwa der feinkörnige Granit ausgedehntere unregelmässige Partien in dem normalen Kammgranit oder vielleicht etwas mächtigere Gänge in demselben bildet. Von den Apliten hingegen, welche häufig in den abgesprengten Blöcken des porphyrischen Kammgranits als schmale, mehr oder weniger scharf begrenzte Gänge zu beobachten waren, kann man annehmen, dass sie, wenn nicht ausschliesslich, so doch ganz vorwaltend in regelmässiger Gangform auftreten.

Das Auftreten der Erzadern im Granit an der Abschlussstelle des Altweihers, auf welches oben hingewiesen wurde, beschränkt sich auf zwei, etwas links vom Bach quer zur Längsrichtung des Grabens für die Abschlussmauer verlaufende Partien dieses Gesteins und lässt sich am besten durch den auf Taf. IV in Fig. 4 gegebenen schematischen Grundriss der Sohle des Grabens erläutern. In derselben veranschaulichen $e_{,}$ und $e_{,,}$ die Umrisse der beiden Lagerstätten, wie sie sich an der Sohle des Grabens im Horizontaldurchschnitt darstellen. Aus Fig. 2, worin $e_{,}$ und $e_{,,}$ dasselbe wie in Fig. 4 bedeuten, ersieht man anderseits, wie sich dieselben nach unten, soweit es bei den Fundirungsarbeiten festgestellt werden konnte, fortsetzen. Als ich Gelegenheit hatte, die Aufschlüsse am Altweiher zu besichtigen, waren die in den Zeichnungen skizzirten oberflächlichen Partien der erzführenden Massen bereits ausgebrochen und die dadurch her-

vorgerufenen Vertiefungen auscementirt. Ich war mithin nicht in der Lage, noch von allen Einzelheiten, welche etwa für die in Betracht kommenden geologischen Fragen von Interesse sein könnten, durch eigene Anschauung Kenntniss zu nehmen. Durch das Entgegenkommen des Herrn Schemmel, nach dessen gefälligen Angaben auch die Skizze Fig. 4 entworfen ist, bin ich gleichwohl in der Lage, über die wichtigsten Verhältnisse dieses Vorkommens bestimmtere Angaben machen zu können.

Die Erze und die sie begleitenden Mineralien erfüllen in den bezeichneten Partien ($e_{/}$, $e_{//}$) hauptsächlich zweierlei einander beiläufig rechtwinkelig durchschneidende Klüfte im Granit. Letztere haben etwa dasselbe Streichen und Fallen wie die oben erwähnten, in dem ganzen Aufschluss herrschenden Klüfte und sind daher nur als Erweiterungen derselben aufzufassen. Sie fallen also wie diese nach Nord bezw. Süd ein bei annähernd westöstlichem Streichen. In Fig. 4 sind sie durch ein System von breiteren Linien schematisch angedeutet. Ausserdem sind nun noch andere Klüfte vorhanden, welche gegen jene beiden Systeme zurücktreten und dieselben wiederum ungefähr unter rechtem Winkel kreuzen, also etwa in Nord-Süd-Richtung verlaufen. Dieselben sind in Fig. 4 durch schwächere Linien bezeichnet und zeigen sich ebenfalls mit Erzausscheidungen bekleidet. Auf den Hauptklüften erreichten die Ausfüllungsmassen zum Theil eine Mächtigkeit von etwa 2 dm, während sie auf den letztgenannten Klüften weniger mächtig waren. Ob die auf den Nebenspalten auftretenden Erzablagerungen vielleicht secundärer Entstehung seien, lässt sich, da das Vorkommen nicht an Ort und Stelle untersucht werden konnte, nicht entscheiden. Wenn nun auch die überwiegende Masse der Erze innerhalb der in den Figuren abgegrenzten Partien $e_{/}$ und $e_{//}$ auftritt, so setzen gleichwohl die Adern nicht so scharf an den Grenzen derselben ab, wie in den Skizzen der einfacheren Darstellung wegen angenommen ist. Sie verästeln sich vielmehr an verschiedenen Stellen noch darüber hinaus ganz unregelmässig in die Klüfte des angrenzenden Granits hinein, so dass die Umgrenzung der erzführenden Massen an vielen Punkten eine ganz unbestimmte ist. In Fig. 4 soll dies dadurch angedeutet werden, dass $e_{/}$ und $e_{//}$ ohne scharfe Begrenzung gezeichnet sind.

Die auf diese Weise von einem Netz von Erzadern durchzogenen Granitmassen innerhalb e_I und e_{II} sind stark zersetzt und daher mehr oder weniger bröckelig. Die Verwitterung des Granits geht von den Berührungsflächen mit den Erzschalen aus und erstreckt sich bis auf eine gewisse Tiefe in das Innere des Gesteins hinein. Die Erze finden sich auch in der Nähe der Adern im Nebengestein eingesprengt, und umgekehrt schliessen die Erzadern manchmal verwitterte Granitbrocken ein, wie sich an den mir vorliegenden, von Herrn Regierungsbaumeister Schemmel gesammelten und von demselben in dankenswerther Weise der geologischen Landessammlung übermittelten Belegstücken sehen lässt. Nach letzteren zu urtheilen, war die Reihenfolge der Mineralbildung in den Adern im allgemeinen derart, dass sich zunächst auf dem Granit zu beiden Seiten Schalen von Eisenglanz oder Eisenspath, auf diesen Quarzlagen von körniger oder schaligstengeliger Structur, abwechselnd mit Eisenerzlagen, und zuletzt Kalkspath, welcher die Gangmitte einnimnt, abgesetzt haben. Schwerspath, welcher in mehr untergeordneten Massen vorzukommen scheint, und von welchem nur lose Stücke vorliegen, dürfte gleichfalls hauptsächlich den mittleren Partien der Gänge angehören. Dass der Quarz zum Theil auch jünger ist als der Kalkspath, geht schon aus vorkommenden Umhüllungs-Pseudomorphosen von ersterem nach letzterem hervor, und ebenso haben sich nach der Ausscheidung des Kalkspaths häufig wieder noch Eisenerze abgesetzt[25].

Wo die Klüfte nicht ganz mit Mineralbildungen erfüllt sind, erscheint der Kalkspath in Krystallen. Dasselbe findet beim Quarz, wo er die Wandungen von Drusenräumen bildet, statt. Die pyramidenförmigen Krystalle desselben haben einen schaligen Aufbau und braunrothe Färbung, welche durch Einschaltung von Eisenoxydhäuten zwischen den einzelnen Schalen der Krystalle hervorgebracht ist. Der Eisenglanz bildet Schüppchen und Blättchen von zum Theil regelmässig hexagonalen Umrissen, welche meist nur einen bis mehrere Millimeter, bisweilen auch bis zu 1 cm im Durchmesser haben. Der Eisenspath ist theilweise in erdiges Brauneisenerz umgewandelt. Der Schwerspath erscheint in gross-

blätterigen Aggregaten. Ausserdem wurden an den vorliegenden Gangstücken noch Rotheisenstein (erdig, als Umwandlungsproduct von Magnetit?) und Kieselmalachit (als Anflug auf körnigem Quarz und als Auskleidung von Hohlräumen desselben) beobachtet. — Einzelne, im Quarz fein eingesprengte Erzkörner, deren Natur nicht genauer geprüft wurde, könnten auch noch anderen metallischen Verbindungen, wie Kupferkies und Fahlerz, angehören.

Die ganze Art dieses Vorkommens ist jedenfalls recht bemerkenswerth. Die Verschmälerung der erzführenden Massen nach der Tiefe erinnert lebhaft an das bei dem früheren Erzbau in den Vogesen allgemein beobachtete schnelle Abnehmen des Erzreichthums von der Oberfläche aus, welches neben anderen Ursachen das vollständige Erlöschen dieses Bergbaues herbeigeführt hat (vergl. hierüber die in Anm. 25 genannte Arbeit von Daubrée, S. 163).

5. Bemerkungen über die Bildung der Seen am Vogesenkamme.

Hierzu Taf. III, Fig. 3.

Wir haben für den Altweiher zwei Becken unterschieden: ein unteres, in den anstehenden festen Granit eingesenktes, und ein oberes, durch unvollständige Ausfüllung des ersteren mit Sand- und Geröllmassen bedingtes. Es dürfte sich nun wohl lohnen, die Frage, wie dieselben entstanden zu denken seien, etwas genauer zu erörtern.

Hinsichtlich des oberen, seichteren Beckens ist die Antwort auf diese Frage weniger schwierig als bezüglich des tieferen. Der in ersterem ehedem aufgestaute See ist wohl als ein sog. Stausee, Verschlusssee oder Moränensee zu betrachten. Denn aller Wahrscheinlichkeit nach sind es ja, wie schon oben begründet, glaciale, im letzten Stadium der Vergletscherung von dem fast vollständig zusammengeschmolzenen Kolbengletscher zurückgelassene Schuttmassen, welche in diesem Falle den Abschluss bewirkt haben.

Indess lässt sich im vorliegenden Falle, wo ein Gletscher ein in festem Gestein bereits vorhandenes Becken erfüllte, die muldenförmige Lagerung der losen Bildungen am unteren Ende desselben vielleicht noch in etwas anderer Weise entstanden denken. Man kann sich nämlich auch vorstellen, dass die in dem unteren Becken etwa schon vorhandenen oder während der Eisbedeckung sich ansammelnden losen Massen in Folge ihrer Beweglichkeit unter dem Druck der Eis-[26] und Firnmassen des Altweiher-Beckens sich der Form der Mulde, anstatt dieselbe gleichmässig aufzufüllen, mehr oder weniger vollkommen angeschmiegt hätten. Eine Aufstauung der Gewässer im Altweiher durch lose Massen hätte in Folge dessen nach dem völligen Abschmelzen des Gletschers selbst dann stattfinden können, wenn letzterer, welcher ja nur mehr höchst unbedeutend gewesen sein kann, kaum noch Spuren einer deutlichen Endmoräne vor dem Becken anzuhäufen im Stande war.

In ähnlicher Weise ist wohl auch, um bei dieser Gelegenheit noch einmal auf die Verhältnisse im Schiessrothrieth zurückzukommen, die Aufstauung des daselbst früher bestehenden Weihers oder Sumpfes hervorgebracht zu denken, nur dass es in diesem Falle — wenigstens zum Theil — unzweifelhafte Anschwemmungsgebilde sind, welche eine solche muldenförmige Lagerung angenommen haben. — Weniger einfach, obgleich nicht ganz unzulässig erscheint die Annahme, welche etwa noch gemacht werden könnte: dass das Becken des Schiessrothrieths ursprünglich bis zur Höhe des vor demselben vorhandenen natürlichen Dammes mit Anschwemmungen erfüllt gewesen sei und letztere nachher erst, bis auf diesen Damm selbst, wieder hinweggeführt worden wären.

Verwickelter ist die Entstehungsfrage bezüglich des tieferen, im festen Granit eingesenkten Beckens im Altweiher, da hierbei an sich recht verschiedene Möglichkeiten in Betracht kommen, deren Wahrscheinlichkeit oder Unwahrscheinlichkeit zu prüfen ist.

Zunächst sei hervorgehoben, dass allseitig geschlossene, muldenförmige Vertiefungen in anstehendem festem Fels, als nächste Ursache der Seebildung, von einigen anderen, noch nicht er-

loschenen, aber ähnlich wie der Altweiher gelegenen Vogesenseen, z. B. dem Weissen und Schwarzen See, bereits seit längerer Zeit bekannt sind, und dass ein solches Verhältniss wahrscheinlich bei sämmtlichen in der Nähe des Kammes gegenwärtig noch vorhandenen Seen besteht[27].

Der Altweiher gehört also hinsichtlich des unteren Beckens zu jener Klasse der Vogesenseen, welche diese geologisch interessante Erscheinung zeigen. Da für dieselbe eine leicht verständliche Erklärung bisher nicht gegeben ist, die Entstehungsursachen dieser Art von Seen vielmehr, wie mir scheinen will, noch wenig klargelegt sind, so mag eine etwas eingehendere Erörterung dieser Frage und der im Nachfolgenden gemachte Versuch, dieselbe ihrer Lösung etwas näher zu bringen, gerechtfertigt erscheinen.

Die natürliche Entstehung von beckenartigen Vertiefungen kann offenbar auf dreierlei grundsätzlich verschiedene Weise vor sich gehen, nämlich erstlich durch Aushöhlung von oben her (Erosion) oder Bildung von unterirdischen Hohlräumen (mit daraus sich entwickelnder, mehr oder weniger allmählicher Senkung), zweitens durch Abdämmung, hervorgerufen durch Schuttanhäufungen (Moränen, Absturzmassen) und drittens durch Aufstauung in Folge von regionalen Niveau-Veränderungen, mögen dieselben mit Faltungen oder mit Verschiebungen an Bruchlinien zusammenhängen. Die letztgenannte Entstehungsart steht zu den beiden ersteren in sofern im Gegensatz, als sie nicht, wie diese, durch mehr lokale Verhältnisse bedingt ist, sondern vielmehr wesentlich auf Vorgängen allgemeinster Natur beruht.

Der zweite Fall, Abdämmung durch lose Schuttmassen, kommt, da es sich hier lediglich um diejenigen Vogesenseen handelt, deren Becken thalabwärts durch einen Riegel von festem Gestein abgeschlossen sind, nicht in Betracht. Was aber sodann die Frage, ob diese letzteren Becken durch Erosion oder richtiger gesagt «durch Erosion allein» gebildet sein könnten, anlangt, so ist dieselbe offenbar zu verneinen. Ein Gesteinsriegel kann nämlich auf solche Weise doch wohl nicht entstanden gedacht werden; man müsste denn etwa zur Glacial-Erosion seine Zuflucht nehmen und derselben nicht bloss in Bezug auf lose Anhäufungen, sondern

auch auf feste Gesteine wesentlich andere Fähigkeiten als der gewöhnlichen Erosion zuschreiben wollen. Die Glacial-Erosion könnte ja ganz wohl einen gewissen untergeordneten Antheil an dem Zustandekommen der Erscheinung haben, indem sie den bereits vorhandenen Becken vielleicht erst eine gewisse regelmässige Form, welche sie ursprünglich nicht besessen haben mögen, verliehen hat. Dagegen scheint es schon wegen der beträchtlichen Tiefe mancher der hier in Betracht kommenden Seen doch zu fern liegend, die erste Anlage derselben auf eine solche Ursache zurückzuführen.

Das Entstehen von beckenförmigen Vertiefungen durch Einbrechen der die Oberfläche bildenden Massen in unterirdische, durch Auslaugungsprocesse und unter Tage circulirende Wasserläufe hervorgebrachte Hohlräume ist in bestimmten Gegenden (den sog. «verkarsteten Gebieten») bekanntlich etwas ganz Gewöhnliches. Gesteine wie Dolomit, Kalkstein, Gyps, Steinsalz geben, indem sie aufgelöst und fortgeführt werden, die Veranlassung zu derartigen Einstürzen. Für die in Rede stehenden Gegenden werden jedoch solche Vorgänge kaum in Betracht zu ziehen sein, da die Beschaffenheit der daselbst auftretenden Gesteine (Granit und Grauwacke) keine Anhaltspunkte für dergleichen Vorstellungen bietet.

Die rein äusserliche Aehnlichkeit mancher der am Kamm gelegenen Seen mit den vulkanischen Seen der Eifel kann nach dem heutigen Stande der Vogesen-Geologie zu Analogieschlüssen bezüglich der Entstehungsweise wohl ebenfalls keinen Anhalt bieten. Dieselbe ist hier nur der Vollständigkeit wegen in Rücksicht auf die sogleich noch näher anzuführenden Ansichten É. de Beaumont's erwähnt.

So muss sich denn ganz naturgemäss die Vermuthung aufdrängen, dass derartige in festes Gestein eingesenkte Becken, wie deren eines der Altweiher ist, mit tektonischen Verhältnissen zusammenhängen.

Bereits É. de Beaumont nahm auf speculative Betrachtungen hin Dislocationen in der Nähe des südlichen Vogesenkammes an[2], deren Nachweis bei der einförmigen Ausbildung des den Kamm

zusammensetzenden Granits, wenn überhaupt möglich, mit grossen Schwierigkeiten verknüpft sein wird. Mit Sicherheit sind dagegen in neuerer Zeit in den mittleren Vogesen bedeutende Störungen nachgewiesen worden[29], welche etwa parallel zur Richtung des Kammes anscheinend beträchtlich weit fortstreichen, wodurch die Möglichkeit, dass dergleichen Störungen auch in den südlicheren Theilen der Vogesen noch vorhanden sein könnten, immerhin beträchtlich näher gerückt erscheint.

É. de Beaumont stellte sich bezüglich der am Kamm gelegenen Seen, indem er dieselben, wie bereits angedeutet, mit den Maren der Eifel vergleicht, vor, dass sie durch Einsturz in unterirdische Hohlräume, vielleicht zur Zeit der Basalt-Ausbrüche in der Rheinebene und in Lothringen entstanden seien[30]. Ch. Grad, welcher den Vogesenseen vielfache Aufmerksamkeit gewidmet hat, unterscheidet zwar die Seebecken, welche Aushöhlungen in festem anstehenden Fels darstellen, von den auf andere Weise gebildeten, zumal den Moränenseen, begnügt sich aber bezüglich der Entstehung der ersteren mit einer Wiedergabe der Ansichten É. de Beaumont's, ohne selbst auf die Frage weiter einzugehen[31].

Ausführlicher behandelt dagegen G. Gerland diesen Gegenstand in seinem Aufsatz über die Gletscherspuren der Vogesen. Er geht hierbei, wie É. de Beaumont, von der Hypothese einer an der Ostseite des Kammes verlaufenden Dislocationslinie aus, als deren äusserer Ausdruck die zwischen dem Elsasser Belchen und dem Ende der Hautes-Chaumes so zahlreichen Felsenschroffen der Ostgehänge zu betrachten wären. Gerland denkt sich die Senkung, welcher das oberrheinische Tiefland seine Entstehung verdankt, und welche in demselben zu einem völligen Einbruch geworden sei, bis an diese Linie fortgesetzt und verursacht durch Einsturz in unterirdische, bei der Aufstauung des Schwarzwald-Vogesen-Massivs gebildete Hohlräume. «Dieser Einsturz ist es, welcher den ganzen Ostflügel der Vogesen eingesenkt, z. T. gefaltet[32] und gebrochen hat» (S. 4 und 20). Damit wird dann das Vorhandensein derjenigen Seen, welche unmittelbar im Kamm selbst eingeschnitten liegen und weder als Erosionsgebilde noch als Stauseen aufgefasst werden können, in Verbindung gebracht.

Dieselben werden als Abrutsch- oder Einsturzbecken (S. 21) bezeichnet, wobei dem Verfasser offenbar vorschwebt, dass bei jenen grossartigen Senkungsvorgängen zahlreiche kleinere, lokale Abrutschungen und Einstürze von Felsmassen vorbereitet und eingeleitet worden seien. Diese sollen nicht unterirdisch, sondern etwa nach Art von Bergstürzen — obgleich diese Bezeichnung nicht angewendet wird —, d. h. über Tage stattfindend gedacht werden und augenscheinlich durch die Zerklüftung und Lockerung der Massen, bezw. das Vorhandensein jenes Steilabbruches an der Ostseite des Kammes bedingt sein. «Bald ist der Grund der herabgerutschten Flächen, der Einsturzstellen, flacher, einfacher geneigt», und so entstanden «flache, nicht ausgehöhlte Absturzthäler», bald bildet derselbe «Vertiefungen, die entweder ganz oder theilweise geschlossen sind». Da, wo letztere entstanden waren, bildeten sich Seen.

Für diejenigen im Kamm nach Osten einsetzenden Thäler, welche keine Seen haben, wird als Ursache für das Fehlen derselben angenommen, dass diese Thäler «nicht durch vorgelagerte Abrutschschollen gesperrt» sind (S. 23).

Die Grundanschauung der Gerland'schen Theorie lässt sich also, wie mir scheint, kurz dahin charakterisiren, dass das Vorhandensein der hart am Vogesenkamm nach Osten eingesenkten Seebecken durch den nach dieser Seite gehenden Steilabbruch des Kammes und die hierdurch gerade an dieser Seite hervorgerufenen oberflächlichen Abrutschungen bedingt sei, ein Zusammenhang zwischen diesen Seen und der Gebirgsbildung also lediglich in soweit bestehe, als jener Steilabbruch etwa der Ausdruck einer vorhandenen grossen Dislocationslinie ist.

Ich halte es nun in Anbetracht der grossen Schwierigkeiten, welche die Anwendung sowohl der einfachen Erosionstheorie als auch der Einsturztheorie, sei es im Sinne É. de Beaumont's oder in dem auf die Karsterscheinungen angewendeten Sinn, auf das untere Becken des Altweihers, die Becken des Weissen und Schwarzen Sees, des Stern-Sees u. a. bereitet, allerdings auch für wahrscheinlich, dass in diesen Fällen ein Zusammenhang des See-Phänomens mit zwar noch nicht bekannten, aber möglicherweise doch vor-

handenen und nur sehr schwer nachzuweisenden Gebirgsstörungen stattfindet. Ich stelle mir jedoch den Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen wesentlich anders vor, als derselbe nach den Ausführungen Gerland's zu denken ist.

Es ergiebt sich nämlich, wie ich glaube, eine mit den über die Bildungsweise der heutigen Vogesen gegenwärtig herrschenden Ansichten recht gut in Einklang zu bringende Erklärung für die Entstehung der in Rede stehenden Seebecken, wenn man sich die Erscheinung ihrem eigentlichen Wesen nach durch das Ineinandergreifen von Erosion und Gebirgsbildung zu Stande gekommen denkt.

Man stelle sich einmal die Thäler der hier in Betracht kommenden Theile der Hochvogesen nahezu in ihrer heutigen Gestalt, mit cirkusähnlichen Endigungen ausgebildet, vor und denke sich sodann einen längs des Kammes (also etwa in Südwest-Nordost) hinziehenden, möglicherweise letzteren selbst mit umfassenden Gebirgstheil in allmählichem Einsinken begriffen, so müssten in Folge dessen die obersten Abschnitte jener Thäler langsam in ein tieferes Niveau hinabrücken. Die tiefsten Theile der gesunkenen Thalabschnitte aber würden sich alsdann überall da in geschlossene Becken verwandeln müssen, wo die Kraft der Erosion nicht hinreichte, um die durch die stehengebliebenen Theile verursachten Thalriegel bis auf das Niveau der gesunkenen Thalsohlen zu durchnagen.

Auf solche Weise möchte ich mir nun einen Theil der in festes Gestein eingesenkten Seebecken der den Vogesenkamm von Osten her anschneidenden Cirkusthäler gebildet denken, so dass dieselben hiernach nichts weiter wären als die obersten Abschnitte von ehemaligen Thalböden, welche nicht sowohl durch lokale Einbrüche, als vielmehr durch ausgedehntere, ganze Gebirgsstriche betreffende Niveau-Veränderungen in eine mehr oder weniger tiefe Lage gerathen sind. Diese Vorgänge in Zusammenhang mit der wohl noch jetzt in den Vogesen unmerklich stattfindenden Gebirgsbildung zu denken, scheint naturgemäss. Letztere hat nun, so weit sie hier in Betracht kommt, d. h. während der nächstliegenden geologischen Periode, bekannt-

lich nicht, wie in den Alpen, ihren Ausdruck in grossartigen Faltungen, sondern vielmehr in einem zum Theil höchst complicirten System von Brüchen gefunden[33]. Somit dürfte weiter der Analogieschluss berechtigt sein, dass es sich auch im vorliegenden Falle um Verwerfungsspalten handle, längs welcher das Absinken der durch jene eigenthümliche Seenbildung ausgezeichneten Region der Hochvogesen stattgefunden hätte.

Nach der hier dargelegten Auffassung würde also der Zusammenhang zwischen der Gebirgsbildung und dem See-Phänomen ein ganz unmittelbarer sein, wodurch allein sich dieselbe schon wesentlich von der oben auseinandergesetzten Gerland'schen Auffassung unterscheidet.

Wenden wir diese Vorstellungen auf den Altweiher an, so haben wir eine an demselben durchsetzende ältere Bruchlinie anzunehmen, längs welcher sich die nach dem Kamm zu gelegenen Gesteinsmassen noch zu einer Zeit, als die Thalbildung schon annähernd ihr heutiges Stadium erreicht hatte, um einen gewissen Betrag gegen die südöstlich vorgelagerten, niedrigeren Theile des Gebirges gesenkt hätten. Dadurch tauchte der Boden des obersten Theiles des vom Altweiher-Bach durchflossenen Thales unter das Niveau, welches die Sohle desselben unterhalb des Altweihers noch jetzt einnimmt, und es entstand durch Aufstauung der in dem Cirkus sich sammelnden Gewässer ein See, dessen Verschluss die der Abtragung entgangenen Felsmassen des südöstlichen, nicht gesunkenen Granitmassivs bildeten. Dieser später durch Schuttmassen noch etwas höher aufgestaute See wurde allmählich, zuletzt durch Pflanzenwuchs, ausgefüllt und so zum Erlöschen gebracht.

Nun ist allerdings die Annahme einer am Altweiher hindurchziehenden Bruchlinie vorläufig eine hypothetische; und da die Umgebung desselben bereits ganz im Granitgebiet liegt, so wird bei der petrographischen Einförmigkeit des letzteren der sichere Nachweis und das Verfolgen von etwa hier vorhandenen Gebirgsstörungen, wenn überhaupt möglich, doch jedenfalls recht schwierig sein. Immerhin ist das beschriebene Vorkommen von Erzgängen gerade am untern Ende des Altweihers und — wie

hier noch hinzugefügt sei — das Auftreten von recht deutlichen Rutschflächen in Verbindung mit denselben schon werth, hervorgehoben zu werden. Diese Erscheinungen sind der Hypothese von dem Vorhandensein einer Störung daselbst günstig, wenn sie auch noch nicht als vollgiltiger Beweis für eine solche Annahme angesehen werden können.

Als ein Beispiel, welches die soeben geäusserte Ansicht über den Ursprung der in festen Fels eingesenkten Seebecken der Hochvogesen besonders gut zu erläutern vermag, kann — allerdings auch nur mit einem Vorbehalt, von welchem noch die Rede sein wird — der Stern-See angeführt werden, dessen eigenthümliche Verhältnisse in besonderer Weise die Aufmerksamkeit der Beobachter erregt haben und in einem Aufsatz von W. Deecke (diese Mittheilungen, S. 5) näher besprochen werden.

Der Stern-See zeichnet sich dadurch aus, dass die eine, dem Kamm zugewendete Hälfte seines von steilen Felswänden umrahmten, kraterähnlichen Beckens in Grauwacke, die andere in Granit eingesenkt ist. Die Grenze beider Gesteine tritt in einer von Südwest nach Nordost mitten durch den See in gerader Richtung verlaufenden Linie zu Tage, so dass die Berührungsfläche steil gestellt sein muss. Deecke sieht diese letztere als Kluftfläche an und schliesst hieraus, dass eine Verwerfung vorliege, was ja auch die geologische Karte von Kœchlin-Schlumberger schon andeutet. Mit dieser Störung wird dann die Entstehung des Sees im Zusammenhange gedacht. In welcher Weise man sich die Abhängigkeit der Beckenbildung von den tektonischen Verhältnissen der Gegend vorzustellen habe, darüber lässt sich aus der Darstellung des genannten Verfassers etwas Bestimmtes nicht entnehmen, wenn nicht etwa durch die Anwendung der Bezeichnung «Einsturzbecken» auf den Stern-See ausgedrückt sein soll, dass es sich um eine, obschon mit der angenommenen Störung zusammenhängende, so doch örtliche Senkung oder auch Rutschung (im Sinne von Gerland, auf dessen Ansichten sich der Verfasser bezieht) handle.

Gesetzt nun, es liege hier thatsächlich, wie Deecke annimmt, eine Verwerfung vor, nicht ursprünglicher Contact, woran

ja bei den verwickelten Lagerungsverhältnissen der, der productiven Steinkohlenformation im Alter vorausgehenden Sedimente in den Vogesen auch gedacht werden kann, so muss zufolge des zwischen Granit und Grauwacke bestehenden Lagerungsverhältnisses angenommen werden, dass die Wände jenes Kessels, in dessen Grund der Stern-See eingesenkt ist, soweit sie aus Grauwacke gebildet sind, einer gegen den südöstlich vorgelagerten Granitzug beträchtlich eingesunkenen Region angehören, in welcher der Granit durch die Senkung unter Tage zu liegen gekommen ist. Da wir uns nämlich den Granit als eine intrusive, ursprünglich von einer zusammenhängenden Grauwackendecke umhüllte Masse denken müssen, welche wohl allenthalben, wo sie jetzt frei zu Tage tritt, erst durch Erosion blossgelegt wurde, so ist überall, wo Granit und Grauwacke durch eine Verwerfungskluft getrennt neben einander liegen, die Grauwacke als dem gesunkenen, der Granit als dem stehengebliebenen Theile angehörig zu betrachten, — ausgenommen etwaige Fälle, wo es sich um Ueberkippungen handeln könnte. Es würde sonach mit anderen Worten, die Richtigkeit jener Annahme vorausgesetzt, die Senkung des Vogesenkammes gegen die südöstlich vorgelagerten Gebirgsmassen für die Gegend am Stern-See eine unbezweifelbare Thatsache sein, womit gleichzeitig eine sichere geologische Grundlage für den Versuch, die Bildung jenes Sees durch tektonische Verhältnisse zu erklären, geschaffen wäre.

Aus der Skizze Fig. 3[a], welche unter der Voraussetzung, dass die Grenze zwischen Granit und Grauwacke am Stern-See der Ausdruck einer Verwerfung sei, gezeichnet ist, ersieht man wohl am besten, wie leicht der Vorgang der Seebildung in diesem Falle verständlich wird, wenn man sich das nach dem Kamm zu gelegene, aus Grauwacke gebildete Gebirgsstück noch zu einer Zeit, als der Thalkessel um den jetzigen Stern-See nahezu seine gegenwärtige Gestalt erlangt hatte, in allmählichem, wahrscheinlich bis in die Gegenwart fortdauerndem Einsinken begriffen denkt. Wäre die Grauwacke stehen geblieben, der Granit hingegen gesunken, so würde ja offenbar ein die Aufstauung von Wassermassen verursachender Riegel nicht haben entstehen können.

Deecke denkt sich (S. 6) von der Stern-See-Verwerfung, welche zuerst in südwestlicher Richtung nach den Oberen Gratzen verlaufen, hier aber nach Westen umbiegen würde, an letzterer Stelle eine andere, durch zahlreiche Quarzgänge angedeutete Spalte abgezweigt, welche durch das Thal des Isen-Baches (vergl. Taf. I, Fig. 1) nach dem Doller-Thal verläuft. Hier soll dieselbe — in welcher Weise dies zu Stande käme, wird nicht angegeben — am Holen-Bach die Entstehung eines Gesteinsriegels verursacht haben, welcher einen ungefähr an der Stelle des jetzigen Alfeld-Sees früher vorhandenen, wenn auch kleineren See veranlasst hätte. Ein solcher kann hier allerdings schon einmal bestanden haben, und die bedeutenden Anschwemmungsmassen, welche bei Gelegenheit der Anlage des Alfeld-Sees seiner Zeit daselbst aufgeschlossen zu sehen waren, machen dies sogar ziemlich wahrscheinlich. Auch ist nicht zu leugnen, dass die schon auf der topographischen Karte (vergl. Taf. I, Fig. 1) sich bemerklich machenden, unmittelbar vor dem jetzigen See aus dem Thal aufragenden Felsmassen mit einiger Wahrscheinlichkeit als Reste eines Granitriegels aufgefasst werden können. Weit auffallender indess als letzterer ist die schon erwähnte, thalabwärts an denselben sich anschliessende, über 60 m hohe steile Granitschwelle, über welche der Holen-Bach hinabstürzt, und durch welche die kaum weniger auffallende, langgezogene Niederung des Sewen-Sees nach Westen einen eigenartigen Abschluss erhält. Es sei gestattet, bevor wir unsere Betrachtung über die Seenbildung beschliessen, diese besonders interessanten Erscheinungen noch kurz zu beleuchten.

Allem Anschein nach liegt ein ganz ähnliches Verhältniss zwischen Granit und Grauwacke wie am Stern-See auch unterhalb des Alfeld-Sees vor. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen südöstlich vom See hat nämlich, wie Fig. 1, Taf. I, in welcher dieselbe nach der Koechlin-Schlumberger'schen geologischen Karte des Dép. du Haut-Rhin (1865) mit einer gestrichelten Linie eingetragen ist, zeigt, einen ähnlich auffallenden Verlauf wie jene Grenze zwischen Granit und Grauwacke am Stern-See.

Das Verhältniss wird aber hier noch bemerkenswerther durch den Umstand, dass an jener Grenze, an welche der Granit von

Westen, die Grauwacke von Osten — also gerade umgekehrt wie am Stern-See — herantritt, gleichzeitig ein Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit des Granits stattzufinden scheint. Der Umstand nämlich, dass bei Sewen und weiter thalabwärts feinkörnigere Granite unter der überlagernden Grauwacke hervortreten, während unterhalb des Alfeld-Sees bereits die bekannten grobkörnigen Belchen-Granite mit den grossen rothen Feldspath-Einsprenglingen herrschen, legt in Verbindung mit jenem auffälligen Abschneiden der Grauwacke gegen den Granit daselbst die Vorstellung nahe, dass unterhalb des Sees eine Bruchlinie verläuft, welche den grobkörnigen Belchengranit zugleich von den feinkörnigeren granitischen Gesteinen östlich vom See und den dieselben bedeckenden Grauwacken-Gesteinen trennt.

Alsdann würde man aber wohl, entsprechend den heutzutage über die Vorgänge bei der Gesteinserstarrung herrschenden Ansichten, annehmen dürfen, dass die Granitmassen des Belchen und des Alfeldes die mehr centralen, weil in grösserer Tiefe, grobkörniger erstarrten Theile desselben Gesteinskörpers darstellen, dessen peripherische, der ursprünglichen Oberfläche näher gelegene Massen wir in jenen feinkörnigeren Hornblendegraniten bei Sewen u. s. w. vor uns haben. Die tiefe Lage dieser letzteren Granite und der auflagernden Grauwacke müsste also durch eine bedeutende Senkung derselben zu Stande gekommen sein, d. h. es würden die Grauwacke und der feinkörnige Granit unterhalb des Alfeld-Sees als gegen den Granit des Belchen abgesunken zu betrachten sein — eine Schlussfolgerung, zu welcher unter der Voraussetzung einer Verwerfung zwischen dem Granit und der Grauwacke nach dem Vorhergehenden bereits das zwischen beiden bestehende Lagerungsverhältniss führen würde.

Es lägen dann also hier ähnliche Verhältnisse vor, wie sie aus anderen Gegenden bereits bekannt sind[35].

In wie weit die Entstehung des Sewen-Sees, wenn man dieselbe, wie es Deecke (S. 7, 8) thut, mit tektonischen Verhältnissen in Beziehung setzen will, mit jener vermuthlichen Senkung des Grauwackengebiets bei Sewen etwas zu thun haben könnte, lässt

sich jetzt noch nicht entscheiden. Dass die Aufstauung desselben wenigstens zum Theil durch Glacialschutt veranlasst sei, ist doch wohl wahrscheinlich. Will man aber an einen ursprünglichen Zusammenhang mit der Tektonik denken, so liegt es am nächsten, an jene unterhalb des Alfeld-Sees verlaufende, wahrscheinlich eine Bruchlinie darstellende Grenze zwischen Granit und Grauwacke anzuknüpfen und gerade aus dem Vorhandensein einer solchen den höchst merkwürdigen Gegensatz einer steilen Thalstufe im Westen und einer auffallenden Thalweitung im Osten eben dieser Linie zu erklären.

Der Zusammenhang zwischen Tektonik und Seebildung wäre in diesem Falle, wo es sich um keinen Hochgebirgssee, sondern um einen Thalsee handelt, etwas anders als beim Stern-See, indem hier nicht, wie dort, eine Senkung nach dem Kamm, sondern vielmehr nach der Rheinthalseite hin vorläge. Eine solche würde schon allein die Umwandlung der Thalstrecke von Sewen bis gegen den Holen-Bach in einen See haben bewirken können, wenn der an der Verwerfung liegende Theil des gesunkenen Gebirgsstückes von der Senkung stärker beeinflusst wurde als die entfernter liegenden Theile, und ferner die Bewegung, wie auch für den Stern-See angenommen wurde, noch während der Thalbildung fortdauerte. Ein ähnliches tektonisches Verhalten, wie das hier vorausgesetzte, liegt thatsächlich östlich vom Bressoir vor, wo die Sandsteinmassen des Tännchel und der Seelburg nach den Beobachtungen des Herrn L. van Werveke sich ganz allmählich gegen die bei Altweier vorbeiziehende Verwerfungsspalte senken.

Wären aber die oberhalb Sewen auftretenden Grauwackenmassen zugleich noch gegen die weiter östlich, unterhalb Sewen lagernden eingesenkt, läge mit anderen Worten eine Grabenbildung quer zum Thal vor, so würde die Entstehung eines Sees nur um so leichter verständlich werden, da sich alsdann bei Sewen ein durch die stehengebliebenen östlicheren Theile verursachter, später vom Wasser durchbrochener Thalriegel hätte bilden können, dessen Vorhandensein von Deecke (S. 7) zwar angenommen, jedoch nicht erklärt wird.

Sehr wichtig würde es für die Beurtheilung solcher Fragen

wie die hier berührten sein, die Mächtigkeit der alluvialen und diluvialen Ablagerungen in den Thälern festzustellen; eine Aufgabe, welche bei der Specialaufnahme so weit als möglich zu verfolgen ist.

Wenn nun auch die Senkungen, durch welche nach den hier vertretenen Anschauungen manche Vogesenseen zu Stande gekommen wären, wahrscheinlich noch gegenwärtig in unmerklicher Weise fortdauern, so ist doch die Bildung dieser letzteren, soweit ihnen eine solche Entstehungsart zukommt, als im wesentlichen der Eiszeit vorausgehend zu denken. Dass ein beträchtlicher Theil der Vogesenseen älter als glacial sei, ist übrigens schon von Gerland[36] angenommen worden.

Durch die verdienstvollen Untersuchungen von Hergesell und Rudolph (Unsere Vogesenseen) über die Beckenform der Hochgebirgsseen in den Vogesen ist zwar für alle Betrachtungen, welche sich an diese Erscheinung anknüpfen lassen, eine zuverlässigere Grundlage, als wir sie bisher besassen, geschaffen worden. Die Frage von der Entstehung jener Seen wird aber wohl nicht eher ihre völlige Lösung finden, als bis durch eine geologische Specialaufnahme die auch in den südlicheren Vogesen wahrscheinlich vorhandenen Gebirgsstörungen genauer bekannt sein werden. Erst eine solche wird die unerlässliche Grundlage für eine genauere Beurtheilung der einzelnen Fälle liefern können.

Strassburg, im Januar 1889.

---

1. Vergl. Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Els.-Lothr., Ergänzungsheft zu Bd. I Literatur-Nachtrag. 1887, 52.

2. Ch. Grad, Description des formations glaciaires de la chaîne des Vosges en Alsace et en Lorraine. — Bull. Soc. géol. de France, 1872—1873, 88—116 (109—112). — Vergl. auch Revue d'Alsace. Colmar, janvier—mars 1873, 78.

Die ersten Beobachtungen über Gletscherspuren im Münster-Thal rühren von É. Collomb her (Sur quelques vallées à moraines des Vosges. Bull. Soc. géol. de France (2) 3, 1845—1846, 180. pl. III et IV. — Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges, etc. Paris et Leipzig, 1847, p. 96—98.)

3. Die mit 1 bezeichneten Figuren auf Taf. I, III und IV sind unter Benutzung der neuen Generalstabskarte 1 : 25000 mit Angabe der Curven von 50 zu 50 (Hilfscurven 25

und 12 ½) m entworfen; dabei wurden einzelne auf der Generalstabskarte nicht verzeichnete Namen nachgetragen, sowie manche auf derselben ungenau angegebene Ortsbezeichnungen richtig gestellt.

4. Ch. Grad, Découverte d'une marmite glaciaire dans la vallée de la Doller. — Bull. Soc. d'hist. nat. Colmar 1885, 439—443. Mit 2, durch Herrn v. Cloedt entworfenen Tafeln.

Ganz kurz war auf die am Alfeld bei den Abdämmungsarbeiten aufgedeckten Glacialspuren bereits hingewiesen worden in: Hygienische Topographie von Strassburg i. E., Bd. X des Archivs für öffentliche Gesundheitspflege in Els.-Lothr. und Festschrift f. d. Naturforschervers. 1885. E. Schumacher, Die Bildung und der geologische Aufbau des oberrheinischen Tieflandes unter specieller Berücksichtigung der Lage Strassburgs. S. 16, Anm.

5. Vergleiche hierzu auch die in der Arbeit von Grad auf Taf. I mitgetheilten Figuren, bei welchen *D* dem Einfluss-, *A* dem Ausflusskanal entspricht. Für dieselben ist irrthümlicher Weise 1 : 10 als Maasstab angegeben. Es soll offenbar heissen 1 : 25.

6. Dasselbe (Taf. II der cit. Arbeit) giebt jedoch in Folge fünffacher Ueberhöhung und der alsdann bei sehr steilen Neigungen fast unvermeidlichen Schematisirung einzelner kleinerer Theile der Zeichnung keine richtige Vorstellung mehr von dem Verlauf der an den Kessel unmittelbar anstossenden Theile des Thalgehänges. Schon aus diesem Grunde erschien es mir zweckmässig, die obige, im Frühjahr 1885 von mir an Ort und Stelle entworfene Skizze, in welcher für Höhe und Länge derselbe Maasstab genommen ist, hier wiederzugeben. Bezüglich derselben muss noch bemerkt werden, dass die bei a in punktirten Umrissen angedeutete Felswand nicht mehr genau in die Profillinie fällt, sondern ein wenig vor derselben liegend zu denken ist.

7. Derselbe hat ein Gewicht von 3740 kg und ist seit Herbst 1885 im Hofe des Akademiegebäudes aufgestellt.

8. Die Rinne bei α ist deshalb nur als Abflusskanal zu deuten, weil sie sehr merklich nach aussen geneigt ist, was in dem Querschnitt Fig. 2 deutlich hervortritt, welcher gerade durch die Berührungsstelle derselben mit dem Kessel gelegt ist. Die Einflussrinne *e* ist nach dem Kessel zu geneigt. In Fig. 3 kommt dies nicht zum Ausdruck, weil die Profillinie neben der Rinne verläuft. Dieses Profil bringt aber die innere Form des Kessels besser zur Anschauung, als es bei einem genau durch die Rinne gezogenen der Fall sein würde. — Fig. 1 und 2 sind nach den Figuren auf Taf. 1 der Grad'schen Arbeit, welche auf genauen Messungen des Herrn v. Cloedt beruhen, wiedergegeben. Bezüglich des Maasstabs derselben siehe Anmerkung 5.

9. Vergl. Ch. Grad, Description des formations glaciaires de la chaine des Vosges en Alsace et en Lorraine. — Bull. Soc. géol. de France, 1872—1873, 88—116 (p. 102, 103) und Revue d'Alsace, janvier—mars 1873, 78. — Zuerst sind die Gletscherspuren im Masmünster-Thal von É. Collomb beschrieben worden (Sur quelques vallées à moraines des Vosges. Bull. Soc. géol. de France (2) 3, 1845—1846, 183—185, pl. III et IV. — Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges, etc. Paris et Leipzig, 1847, p. 99—106).

10. In wissenschaftlichen Darstellungen wird, wie es scheint, ganz allgemein der am Elsasser Belchen entspringende, durch den jetzigen Alfeld- sowie den Sewen-See sich ergiessende Wasserlauf als die Hauptquelle der Doller aufgefasst und demgemäss die Bezeichnung Doller-Thal, als gleichbedeutend mit Masmünster-

Thal, nicht bloss auf das Thal der Doller unterhalb Sewen, wo sich die beiden Quellbäche der Doller treffen, angewendet, sondern auch auf die westliche Fortsetzung desselben zwischen Sewen und dem Belchen ausgedehnt. Auch ist in Uebereinstimmung damit auf manchen der älteren Karten jener Wasserlauf als «Doller» benannt, während der mit demselben sich bei Sewen vereinigende, von Süden kommende Bach daselbst ohne Benennung verzeichnet wird. — Man vergleiche hierüber «A. Penot, Statistique générale du dép. du Haut-Rhin, Mülhausen 1831», p. 10, 15 und die angehefteten Karten sowie «Delbos et Kœchlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du dép. du Haut-Rhin, t. I, Mulhouse 1866», p. 16 und 25. Dieselbe Auffassung spricht sich auch in Benennungen wie «marmite glaciaire dans la vallée de la Doller» bei Grad für den «Gletschertopf im Alfeld» aus.

Vom geologisch-geographischen Standpunkt erscheint ja auch ein solches Verfahren durchaus naturgemäss und richtig, da das vom Elsasser Belchen gegen Sewen sich erstreckende Thal in Anbetracht seiner bedeutenden Breite und seines geringen Gefälles offenbar die Rolle des Hauptthales spielt, welches sich, ohne seine Richtung zu verändern, über Sewen hinaus fortsetzt, und dessen Wasserlauf daher als die eigentliche Dollerquelle zu betrachten ist.

Diese wissenschaftlich also vollkommen berechtigte Auffassung steht indess im Widerspruch mit den auf der Mehrzahl der Karten angewendeten Bezeichnungen. Wenigstens führt sowohl auf der französischen 80000-theiligen als auch auf der neuen deutschen Generalstabskarte in 1 : 25000 der bereits oben erwähnte, südlich von Sewen an der Fennematt entspringende und bei Sewen selbst mit dem Wasserlauf des Hauptthals sich vereinigende Bach die Bezeichnung «Doller», während letzterer oberhalb Sewen gar nicht mehr als Doller, vielmehr streckenweise verschieden benannt ist (vergl. Taf. I, Fig. 1).

Nun wird trotzdem die Bezeichnung «Doller-Thal» schlechthin immer als gleichbedeutend mit Masmünster-Thal verstanden werden, und da unter letzterer Benennung immer nur das Hauptthal gemeint sein kann, so wird man in diesem Falle — ganz im Sinne jener obengenannten Autoren — den Theil des Hauptthales oberhalb Sewen immer mit zum «Doller-Thal» rechnen.

Vielleicht wäre es, um allen Unklarheiten in der Bezeichnung vorzubeugen, bei Beschreibungen zweckmässig, analog den Bezeichnungen «Grosses und Kleines Münster-Thal» (vergl. die Anm. 21 auf S. 70) auch ein «Grosses Doller-Thal» und ein «Kleines Doller-Thal» (bezw. ein Grosses und Kleines Masmünster-Thal) zu unterscheiden. Unter ersterem wäre die Strecke des Hauptthales zwischen dem Elsasser Belchen und Sewen, unter letzterem das bei Sewen in jenes einmündende, viel schmälere und schneller ansteigende Thal zu verstehen, welches am naturgemässesten als ein Seitenthal aufzufassen ist.

Will man die einzelnen diluvialen Eisströme dieser Gegend mit bestimmten Namen belegen, so erscheint es zweckmässig, den vom Belchen ausgehenden Gletscher des Hauptthales, dessen Spuren von dort über Sewen und Dollern bis in die Gegend von Kirchberg verfolgbar sind, als «Grosser Doller-Gletscher» oder «Doller-Gletscher» schlechthin, den an der Fennematt entspringenden Zweig desselben als «Fennematt-Gletscher», den zwischen dem Belchen und Sewen sich erstreckenden Theil des ersteren aber — wie es oben und auch in der vorher citirten Arbeit von Grad geschieht — als «Alfeld-Gletscher» zu benennen.

11. É. Collomb, Sur quelques vallées à moraines des Vosges. Bull. Soc. géol. de Fr. (2) 3, 1845—1846, 180, pl. IV. — Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges, etc. Paris et Leipzig, 1847. p. 97.

Ch. Grad. Description des formations glaciaires, etc. — Bull. Soc. géol. de Fr. 1872—1873, 112. — Revue d'Alsace. Colmar, janvier—mars 1873, 78.

12. Die auch auf der neuen Generalstabskarte angewendete Schreibart «Fischhädle» ist offenbar unrichtig. «Bödle» ist bei den Bewohnern der Hochvogesen die übliche Bezeichnung für die hier so häufigen, ehemals wohl meist mit Wasser, jetzt mit moorigen Bildungen erfüllten oder in der Versumpfung begriffenen Einsenkungen von oft sehr beschränktem Umfang sowie überhaupt für alle flachen, in Thalkesseln oder an Thalgehängen gelegenen, mehr oder weniger sumpfigen Stellen. Das Fischbödle ist eines der grösseren Bödle, welches in Folge von künstlicher Aufstauung einen See bildet. In der Schweiz kehrt die Bezeichnung Bödle als «Bödeli» wieder (letzteren Namen führt die Ebene zwischen Brienzer und Thuner See bei Interlaken). Im Nachfolgenden sind überhaupt, wie hier gleich bemerkt sein mag, die Namen der Lokalitäten nach dem bei den Bergbewohnern üblichen, doch wohl massgebenden Sprachgebrauch, über welchen ich besonders Herrn Regierungsbaumeister Schemmel mannichfache Belehrung verdanke, wiedergegeben und weichen in Folge dessen mehrfach von den auf den Karten, z. B. auch auf der neuen deutschen Generalstabskarte angewendeten Benennungen ab. So ist die wahrscheinlich durch schwer verständliche Aussprache seitens der Bergbevölkerung hervorgerufene irrthümliche Bezeichnung Tann-Weigle hier ersetzt durch «Tag-Weidle», Worspel durch «Wurmspel». Im letzteren Falle lautete die ursprüngliche Form des Wortes ohne Zweifel «Wurmspille», worauf die gleichfalls vorkommende Bezeichnung «Wurmspiel» (G. Stoffel, Dictionnaire topographique du dép. du Haut-Rhin, Paris 1868, p. 215) sowie die auf der französischen 80000-theiligen Generalstabskarte angewendete, nur etwas mehr der französischen Zunge angepasste Form «Wormspiel» noch sehr bestimmt hinweisen. Der Ausdruck «Spille» ist gleichbedeutend mit «Fels» und wird (nach persönlicher Mittheilung von Herrn Professor H. Bücking) noch heut in dieser Bedeutung in der Gegend um Zabern angewendet. Also Wurmspille soll etwa so viel heissen wie «gewundener Fels», wie ja auch Wurmsa (oder Wurmsah; Stoffel, Dictionnaire, p. 215) nichts anderes als einen in (wurmförmigen) Windungen dahinfliessenden Wasserlauf (Ah oder A = Bach) bedeutet.

13. Durch Entstellung dieses Namens und irrthümliche Uebertragung desselben auf den an der gegenüberliegenden Thalseite einmündenden Bach ist wahrscheinlich die auf der älteren französischen Karte angegebene, den Bergbewohnern der Gegend jedoch vollständig fremde Bezeichnung «Lisbach», welche alsdann auch in die Litteratur übergegangen ist, für «Wurmsa» entstanden.

14. G. Gerland, Die Gletscherspuren der Vogesen. — Verh. des 4. deutschen Geographentages zu München. Berlin 1884 (Sep.-Abdr. S. 9).

15. L. Brazis, Die Gletschertopfbildungen im Münsterthale. Mitth. aus dem Vogesenclub, Nr. 20, 15. Okt. 1887, 26—31, Taf. I—IV. — Vergleiche auch das Referat über diese Arbeit in den Mitth. der Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Els.-Lothr. Bd. I, H. 3, 1888, 39—40.

16. Nicht zu verwechseln mit dem «Rothrieth» am Nordostabfall des Hohneck.

17. Nachdem einmal die Aufmerksamkeit auf das Vorkommen von Glacialschrammung am Schiessrothrieth hingelenkt war, konnte eine solche auch noch an einer an-

deren, in der Fig. 2 ebenfalls bezeichneten Stelle, unmittelbar neben dem Bach nachgewiesen werden. Hier setzt eine etwa 12 cm dicke, von SW nach NO streichende Quarzader im Granit auf. Sowohl auf der Oberfläche des Granits in der Nähe der Ader als auch namentlich auf letzterer selbst zeigte sich nun nach Herrn Schemmel eine der Richtung des Thales entsprechende Streifung, ganz ähnlich der oben beschriebenen.

18. Das Fehlen deutlich geschrammter Geschiebe kann in Anbetracht des Umstandes, dass die ganze Ablagerung ausschliesslich aus Granitmaterial besteht, nach den in solchen Fällen bisher gemachten Erfahrungen nicht befremden. — Man vergleiche in dieser Beziehung die Bemerkungen von É. Collomb über das Zustandekommen der Glacialschrammen, in: Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Du terrain erratique de cette contrée. Paris et Leipzig, 1847. p. 23—27.

19. Ch. Grad, Observations sur les petits glaciers temporaires des Vosges. — Bull. Soc. d'hist. nat. de Colmar, 1871—1872, 207—213.

20. Diese Gegend gehört mit zu denjenigen in den Vogesen, wo sich die Schneefelder, bezw. die aus denselben entstehenden kleinen Gletscher nach den Beobachtungen von É. Collomb (Nouvelles observations sur un petit glacier temporaire des Vosges en 1848. — Bull. Soc. géol. de Fr., 2e sér. V, 278) am längsten halten. Es ist deshalb zu erwarten, dass sich sichere Spuren diluvialer Gletscher auch auf der Nordseite des Hohneck werden nachweisen lassen. — Im vergangenen Sommer blieben unter den Firnanhäufungen in der Umgebung des Hohneck diejenigen westlich vom Fischbödle, gegenüber den Spitzen Köpfen am längsten bestehen. Am 22. August kam dort, nach den Wahrnehmungen des Herrn Schemmel, das letzte Schneefeld, das einzige, welches damals auf der ganzen Strecke des Kammes zwischen Wildenstein und dem Weissen See noch vorhanden war, zum Abschmelzen, während z. B. das Schneefeld an der Wurmspel sowie diejenigen, welche sich am Osthang des Rothenbacher Kopfes, ebenfalls unmittelbar unter dem Kamm, bis tief in den Sommer hinein zu halten pflegen nach demselben Beobachter bereits Mitte Juli abgeschmolzen waren.

21. Münster liegt an der Vereinigungsstelle der beiden Quellflüsse der Fecht, von welchen der nördliche aus dem Thal von Stossweier, der südliche aus dem von Mühlbach kommt. Beide Thäler, deren ersteres in der Gegend nordöstlich vom Hohneck endigt, während das letztere am Rhein-Kopf entspringt, werden noch als Münster-Thal bezeichnet und als Kleines und Grosses Münster-Thal unterschieden (A. Penot, Statistique générale du dép. du Haut-Rhin. Mülhausen 1831, p. 10 und Karten. — É. Collomb, Preuves de l'existence d'anciens glaciers etc., 1847, 96. — Delbos et Koechlin-Schlumberger, Description géologique et minéralogique du dép. du Haut-Rhin, t. I. Mulhouse 1866, p. 17). Das Grosse Münster-Thal verläuft von Münster über Mühlbach, Metzeral, Schmelz und Erbersch bei Mittlach gegen den Kolben-Wasen und ist sowohl seiner grösseren Längserstreckung als auch seiner beträchtlicheren Breite sowie bedeutenderen Wasserführung wegen als das Hauptthal anzusehen. Es bildet die eigentliche Fortsetzung des Münster-Thales unterhalb Münster, dessen Richtung es auch theilt.

Sehr unbequem bei Specialbeschreibungen ist nun, dass ausser jenen beiden Hauptquellflüssen auch noch die bedeutenderen Zuflüsse der im Grossen Münster-Thal fliessenden Fecht, z. B. der bei Metzeral mündende, welcher aus dem Thal von Sondernach kommt, ebenfalls als Fecht bezeichnet werden, wodurch die Benennungen Fecht, Fecht-Thal, Münster-Thal ohne jedesmaligen besonderen Zusatz für die Gegend oberhalb Münster zu ganz unbestimmten Begriffen werden. Vielleicht würde es sich empfehlen,

bei Beschreibungen die beiden Quellflüsse der Fecht kurz als «Kleine Fecht» und «Grosse Fecht» zu unterscheiden, da diese Bezeichnungen sich an die bereits üblichen «Kleines Münster-Thal» und «Grosses Münster-Thal» gut anschliessen und deshalb ohne weiteres verständlich sein würden. Die Zuflüsse des südlichen Quellflusses liessen sich weiter am kürzesten nach den Ortschaften, an welchen sie vorbeifliessen (Sondernacher-Fecht, Mittlacher-Fecht) bezeichnen.

Unter «Fecht-Thal» oder »Münster-Thal» schlechthin, ohne besonderen Zusatz, wird man nach dem Gesagten, soweit die Gegend oberhalb Münster in Betracht kommt, jedenfalls immer nur das von Münster über Metzeral nach dem Rhein-Kopf sich erstreckende Thal, von welchem in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich die Rede ist, verstehen dürfen, da doch unter einer derartigen Bezeichnung nur ein einziges, ganz bestimmtes Thal, nicht ein ganzes System von Thälern begriffen werden kann.

22. Es liegt also auch hier wieder der bemerkenswerthe Fall vor, dass die Grauwacken-Geschiebe schon in fast unmittelbarer Nähe der Grenze zwischen Granit und Grauwacke so deutlich ausgeprägte Kritzen zeigen, wie man sie erst nach etwas längerem Transport des Materials durch den Gletscher erwarten würde.

23. Auf der Generalstabskarte 1 : 25000 steht an Stelle von «Seeberg» unrichtiger Weise «Seestadt». Letzteren, wohl auf das Vorhandensein eines erloschenen kleinen Sees hindeutenden Namen führt, wie aus Fig. 1, Taf. IV ersichtlich, die unterhalb Seeberg und östlich hiervon gelegene Thalweitung, welche von dem am «Tag-Weidle» entspringenden Wasserlauf durchflossen wird.

24. Von Groth (Das Gneiss-Gebiet von Markirch im Ober-Elsass. — Abh. zur geol. Specialkarte v. Els.-Lothr. Bd. I, H. 3. Strassburg 1877) so benannt, weil er auf grosse Erstreckung den Kamm der Vogesen zusammensetzt.

25. In der Quarzmasse treten häufig Hohlformen von (bis mehrere Centimeter langen) Skalenoëdern auf, deren Wände theilweise mit Quarz-Kryställchen ausgekleidet sind. — Eine Ausfüllung von Hohlformen, welche auf Flussspath oder Baryt gedeutet werden könnten, durch Quarz, wie es von anderen Erzgängen der Südvogesen beschrieben wird (A. Daubrée, Notice sur les filons de fer de la région méridionale des Vosges, etc. — Mém. Soc. du muséum d'hist. nat. de Strasbourg, IV, 1, 1850, 159—170, 161—162), habe ich an den Stücken vom Altweiher nicht bemerken können.

26. Es wird von manchen Forschern als eine Unmöglichkeit betrachtet, dass in den nahe an den Vogesenkämmen gelegenen Thalmulden sich ehemals Eismassen befunden hätten. Indess ist zu erwägen, dass die diese Becken vormals erfüllenden, vielleicht sehr mächtigen Firnmassen in ihren tieferen Theilen sich recht wohl schon zu mehr oder weniger compactem Eis verdichtet haben konnten. — Gerland (Gletscherspuren, 22) hält es u. a. nicht für denkbar, dass das Becken des Neuweihers, an welchem nach den Angaben von Grad (Formations glaciaires, 103) Reste von Moränen auftreten, jemals mit Eismassen erfüllt gewesen sei, und giebt nur zu, dass dasselbe Firnmassen enthalten haben könne. Ersteres erscheint hier aber eben so gut möglich, wie es z. B. im Schiessrothrieth zweifellos der Fall war. Der Ursprung jenes Gletschers braucht überdies nicht am Kamm unmittelbar oberhalb des Neuweihers gesucht zu werden; derselbe wird vielmehr von der «Oberen Bers», welche immerhin noch mehr als ein Kilometer vom Neuweiher entfernt ist, ausgegangen und in der Gegend des Neuweihers selbst durch die, von den rechts und links gelegenen bedeutenden Erhebungen sich herabsenkenden Firnmassen verstärkt worden sein. — Während über die Natur

der vor dem Weissen und Schwarzen See vorhandenen gewaltigen Blockanhäufungen auch Grad in Zweifel zu sein scheint (Mém. sur les lacs et les tourbières, 119. — Formations glaciaires, 113), erklärt sowohl er (Form. glac., 108—109) als auch Penck (Neues Jahrb. f. Min., etc., 1886, I, Ref. 64) den Belchen-See, welcher unmittelbar unter der höchsten Erhebung der Vogesen allseitig von steilen Gehängen eingeschlossen liegt, also eine ähnliche Lage wie der Neuweiher, der Stern-See und der ehemalige Altweiher-See hat, bestimmt für einen Verschlusssee, so dass also auch hier bereits ein Gletscher vorhanden gewesen wäre. Als in dieser Beziehung interessant mag auch die Angabe von W. Deecke (diese Mittheilungen, S. 9) hervorgehoben werden, wonach im Wagenstall-Thälchen, südöstlich vom Elsasser Belchen, an einer am neuen Fahrweg nach der Sennhütte des Gr. Langen-Berges frisch abgedeckten Granitwand, in etwa 800 m Höhe, also ganz nahe am Kamm des genannten Berges, wohlerhaltene Glacialschrammung zu beobachten ist.

27. Ch. Grad, Mémoire sur les lacs et les tourbières des Vosges. Ann. Soc. d'émul. du dép. des Vosges, XIV, 1er cah. 1871, 111—125 (119, 120). — H. Hergesell und E. Rudolph, Unsere Vogesenseen. Festschrift zur Feier des 350jährigen Bestehens des prot. Gymnasiums zu Strassburg. 1888, II, 141—172.

28. Dufrénoy et É. de Beaumont, Explication de la carte géologique de la France. Paris 1841. I, chap. V, 267—437. Les Vosges (p. 406, 407, Fig. 17).

29. L. van Werveke, Ueber einige Verwerfungen in den mittleren Vogesen. — Mitth. d. Comm. f. d. geol. Landes-Unters. v. Els.-Lothr. I, 2, 1887, 108—113.

30. Dufrénoy et É. de Beaumont, l. c. 275, 431, 432.

31. Ch. Grad, l. c. 119, 120.

32. Mit Rücksicht auf die weiter unten folgenden Ausführungen sei schon hier daran erinnert, dass bei den Vogesengesteinen, welche jünger sind als der Culm, Gebirgsfaltungen nicht vorkommen, die Entstehung der Rheinthal-Versenkung aber, welche mit den Stauchungen der vorcarbonischen Massen nichts zu thun hat — die Bezeichnung carbonisch ist hier auf die eigentliche oder productive Steinkohlenformation zu beziehen —, nach den jetzigen Auffassungen erst in die Tertiärzeit fällt.

33. Die Faltungen der krystallinen Schiefer und der Grauwacke in den Vogesen, welche einer viel älteren, zur Rheinthal-Bildung in keiner Beziehung stehenden Epoche der Gebirgsbildung angehören, kommen hier natürlich nicht in Betracht.

34. Die stärkeren Linien geben das Profil durch den See, während die schwächer gehaltenen und dadurch in den Hintergrund gerückt erscheinenden Linien ein etwa 330 m südwestlich von ersterem genau parallel zu demselben, durch das Sennhaus an der Unteren Bers gezogenes Profil darstellen. Man erhält auf diese Weise eine deutliche Vorstellung von der Form des Thalkessels, in dessen Grunde der Stern-See liegt. — Die Form des Seebodens ist nach den Angaben von Hergesell und Rudolph (Unsere Vogesenseen, S. 163) angenommen. Ich denke mir jedoch denselben nicht, wie diese Autoren, ausschliesslich aus anstehendem Fels, sondern auch aus losen, meist wohl eingeschwemmten Massen, wie Grus, Geröllen und Blöcken gebildet. Die in der Skizze unter dem Wasserspiegel durchgezogene volle Linie bezeichnet den Seeboden, die gerissene Linie darunter soll die Form des Beckens im festen Fels, wie ich sie mir etwa vorstellen möchte, schematisch veranschaulichen. — Ob die in der Figur durch gerissene Linien angedeuteten Grenzen zwischen Granit und Grauwacke südöstlich vom See,

welche nach der Kœchlin-Schlumberger'schen Karte (Carte géologique du dép. du Haut-Rhin, complétée et publiée par J. Delbos, 1865) angegeben sind, auf Anlagerung oder Verwerfung beruhen mögen, vermag ich nicht anzugeben.

35. Vergl. E. Kayser, Ueber das Spaltensystem am SW.-Abfall des Brockenmassivs, u. s. w. — Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1881, 412—454 (433, 434).

Ueber die Belchengesteine ist besonders zu vergleichen: A. Delesse, Sur les variations des roches granitiques. — Bull. Soc. géol. de Fr. (2) 9, 1852, 464—482 (476, Résumé, pl. III, fig. 1).

36. G. Gerland, Gletscherspuren der Vogesen. S. 32 heisst es: «Wir sahen also, dass die meisten Seebecken bei weitem älter sind, als die Eiszeit; dass sie mit den Gletschern — und zwar keineswegs überall — nur in zufällige Berührung gekommen sind.»

Berichtigung.

Seite 29, Zeile 15 von oben, soll es heissen:
abdämmen, nicht: abdämmern.

STANFORD LIBRARIES

Nachtrag zur diluvialen Säugethierfauna von Vöklinshofen im Ober-Elsass.

Von

Dr. L. DÖDERLEIN.

Im ersten Bande dieser Mittheilungen, S. 123—135, wurde über den reichen diluvialen Knochenfund von Vöklinshofen bei Colmar berichtet, und ich konnte 23 Säugethierarten aufzählen, deren Reste mir von da vorlagen.

Durch das dankenswerthe Entgegenkommen des Herrn Dr. FAUDEL in Colmar wurde ich in den Stand gesetzt, neuerdings eine weitere Sammlung aus derselben Fundstelle untersuchen zu können. Neben einer Reihe von Arten, welche schon in der ersten Liste enthalten sind, fanden sich auch einige recht interessante Formen, die noch nicht aus dem Diluvium von Vöklinshofen bekannt waren. Herr Dr. FAUDEL hatte die Güte, auch diesmal die bemerkenswerthesten dieser Reste der geologischen Landesanstalt in Strassburg zu überlassen, so dass hier die wichtigeren Stücke des gesammten Materials aus Vöklinshofen vereinigt sind.

Die nennenswerthesten Reste in der neuen Sammlung sind die folgenden:

Spermophilus guttatus TEM., Ziesel; drei Unterkieferhälften mit mehr oder weniger vollständigem Gebiss stimmen in allen Punkten so genau mit mehreren recenten Stücken überein, die aus der ehemaligen HENSEL'schen Sammlung stammen, dass über die Zugehörigkeit zu dieser Art kein Zweifel sein kann. Neben dem Wildpferde ist dies die einzige Steppenform, die aus dem Elsässer Diluvium bekannt ist.

Myoxus glis Schreb. Vom Siebenschläfer wurden noch mehrere Unterkieferhälften gefunden.

Arvicola amphibius Desm. Die Schermaus ist ebenfalls wieder durch einige Unterkieferreste vertreten.

Arvicola arvalis Selys, Feldmaus; eine grössere Anzahl von Unterkiefern ist dieser bisher noch nicht aufgeführten Art zuzuschreiben.

Myodes torquatus Keys u. Blas.; vom Halsbandlemming liegen diesmal mehrere Unterkieferhälften vor.

Mus silvaticus L.; auf die Waldmaus lässt sich nur einer der vorliegenden Unterkieferreste beziehen.

Canis lupus L. Ein Unterkieferbruchstück vom Wolf lässt auf ein Thier von ungewöhnlicher Grösse schliessen; der Reisszahn besitzt eine Länge von 33 mm.

Putorius vulgaris Rich.; das Wiesel fand sich in der ersten Sammlung nicht vor; in der neuen ist es durch eine Unterkieferhälfte vertreten.

Cervus [*Megaceros*] *giganteus* Blumenb. Neben den Zieselresten ist der interessanteste der neuen Funde ein Oberkieferbruchstück vom Riesenhirsch mit dem ersten und zweiten Molar; vermuthlich gehören hierher nun auch einzelne der unteren Molaren, die in der früheren Mittheilung dem *Cervus spelaeus* zugeschrieben waren.

Rupicapra rupicapra Sund. Zwei ziemlich vollständige Unterkieferhälften gehören der Gemse an, die bisher nur in sehr spärlichen Resten vorlag.

Capra ibex L. Mit grösserer Bestimmtheit als bei der vorigen Mittheilung kann nunmehr der Alpensteinbock als Mitglied dieser Fauna genannt werden; es liegt ein Oberkieferbruchstück mit dem zweiten und dritten Molar vor; das recente Vergleichungsmaterial ist in der erfreulichsten Weise dadurch vermehrt worden, dass kürzlich aus mehreren der im Naturhistorischen Museum befindlichen ausgestopften Exemplare der wohlerhaltene Schädel herausgenommen wurde.

Neben diesen und anderen unzweifelhaft fossilen Resten liegen in der gleichen Sammlung mehrere offenbar recente Knochen vom gleichen Fundorte vor, die dem Steinmarder, Schwein, Rind und Schaf angehören.

Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass der fragliche in der ersten Mittheilung erwähnte Backzahn, der an das Flusspferd erinnerte, auf keinen Fall einem solchen Thiere angehört; *Hippopotamus* ist daher aus der Liste der Vöklinshofener Fauna zu streichen.

Die Anzahl der mit Sicherheit bestimmten Arten aus der Diluvialfauna von Vöklinshofen hat sich somit von 23 auf 28 erhöht. Neu hinzugekommen sind Ziesel, Feldmaus, Waldmaus, Wiesel und Riesenhirsch. Der allgemeine Charakter der Fauna hat sich durch diesen Zuwachs allerdings kaum geändert.

Strassburg, den 25. April 1889.

STANFORD UNIVERSITY

Zur Verbreitung des Sandlöss im Elsass.

Von

Herrn **E. SCHUMACHER** in Strassburg.

Auf der im Jahre 1883 erschienenen geologischen Karte der Umgegend von Strassburg wurden zwei Lössstufen unterschieden: eine tiefere (ältere) Stufe des Sandlöss und eine höhere (jüngere) Stufe des echten oder typischen Löss. Die Untersuchungen, auf welche sich diese Gliederung gründete, hatten sich nicht über das kartirte Gebiet hinaus erstreckt, und so war die Frage, ob derselben eine allgemeinere Bedeutung zukomme, offen geblieben.

Durch die fortschreitenden geologischen Specialaufnahmen im Elsass und die damit verbundenen Orientirungsarbeiten wird es jedoch immer wahrscheinlicher, dass sich eine Zweitheilung der lössartigen Gebilde daselbst auf grössere Erstreckungen hin wird durchführen lassen. Wenigstens ist es bereits gelungen, an mehreren Stellen weit unterhalb von Strassburg Lössablagerungen nachzuweisen, welche sowohl nach ihrer Lagerung als auch hinsichtlich ihrer Ausbildungsweise und ihrer Fauna dem Löss der Schiltigheim—Lingolsheimer Terrasse[1] sowie den tieferen, sandigen Lössschichten in dem Profil von Hangenbieten[2] entsprechen, und es ist hiernach kaum mehr zu bezweifeln, dass sich die Sandlössformation wenigstens auf der ganzen Strecke zwischen Strassburg und der elsässisch-pfälzischen Grenze verfolgen und auf den

---

1. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgegend von Strassburg. 1883.
2. Abhandlungen z. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. IV, H. 2. 1884.

Karten zur Darstellung bringen lassen wird. Die betreffenden Vorkommnisse sollen im Nachfolgenden kurz besprochen werden.

Südlich von Kurzenhausen bei Brumath fällt die zwischen Zorn und Moder sich ausbreitende Diluvialterrasse mit einem steilen Absturz, an dessen Fusse sich die von Hördt über Kurzenhausen nach Bischweiler führende Landstrasse hinzieht, gegen die östlich angrenzende Rheinniederung ab. An diesem Absturz tritt allenthalben, stellenweise in sehr deutlicher Entblössung, Löss zu Tage, welcher durch das Abwechseln von oft sehr dünnen, hell- oder dunkelgelben Lagen mit grauen und von reineren mit stark sandigen, gewöhnlich röthlichen Lagen ein sehr deutlich und regelmässig geschichtetes Aussehen erhält, wie man es ähnlich in den tieferen Lössschichten bei Strassburg, Schiltigheim, Hönheim, Lingolsheim, Hangenbieten u. s. w. zu sehen pflegt. Die grauen Lagen sind manchmal etwas fetter und erinnern dann lebhaft an die grauen Thonmergel, welche bei Hangenbieten an der Basis des sandigen Löss auftreten, wie denn überhaupt diese Lössablagerung in allen wesentlichen Merkmalen durchaus den tieferen Lössschichten bei Hangenbieten und dem Löss von Schiltigheim—Lingolsheim gleicht. Wie dort, so treten auch hier manchmal Gerölllagen im Löss auf[1]. Die Gerölle bestehen vorwaltend aus weissem, grauem und gelblichem Quarz und haben meist nicht viel über 1 Centimeter im Durchmesser. Hin und wieder kommen auch kleine rothe Sandsteingerölle vor. In Kurzenhausen selbst sieht man dicht am Kreuzungspunkt der erwähnten Landstrasse mit der Dorfstrasse Sande und Gerölle mit Löss wechsellagern.

Die Fauna dieses Löss ist stellenweise eine sehr reiche und am besten in den beiden, auf der Generalstabskarte 1:25000 verzeichneten Gruben unmittelbar an der Landstrasse südlich von

1. In der Strassburger Gegend trifft man nicht selten ganz vereinzelte Gerölle dem Löss eingestreut. Bei genauerem Zusehen findet man dann manchmal, dass dieselben alle genau in gleichem Niveau liegen und dadurch in sehr bestimmter Weise eine Schichtung anzeigen (Grube der Ziegelei zwischen Oberschäffolsheim und Achenheim), welche in solchen Fällen allerdings auch sonst schon ziemlich deutlich ausgesprochen zu sein pflegt.

Kurzenhausen zu beobachten. In der nördlichen, am Südfusse des Schaf-Berges gelegenen sammelte ich im Frühjahr 1888 folgende Arten:

1. *Helix hispida* L.
2. *Pupa muscorum* L. sp.
3. *Succinea oblonga* Drp.
   » » *var. elongata* Al. Br.
   » » *var. Schumacheri* Andr.
4. *Limnaea palustris* Müll. sp. *var. diluviana* Andr.
5. *Limnaea truncatula* Müll. sp.
6. *Planorbis umbilicatus* Müll.
7. *Planorbis rotundatus* Poir.
8. *Planorbis Rossmaessleri* Auersw.

Dies ist eine typische Sandlössfauna, aus welcher bei dem ganzen sandlössartigen Habitus der Ablagerung mit Sicherheit auf eine Gleichalterigkeit mit dem Löss der Schiltigheim-Lingolsheimer Terrasse und mit den tieferen Lössschichten des Profils von Hangenbieten geschlossen werden kann. Die sonst noch für den Sandlöss charakteristischen kleinen Formen wie *Pupa columella*, welche eben ihrer geringen Grösse wegen leicht zu übersehen und oft erst beim Schlemmen grösserer Massen zu gewinnen sind, werden sicher auch hier nicht fehlen. Bei dem Besuche der erwähnten Stellen kam es mir nur auf eine Altersbestimmung der daselbst aufgeschlossenen Lössschichten an, wofür die mitgetheilte Liste vollkommen ausreicht.

In dem nördlichsten, an die Pfalz angrenzenden Theile des Elsass ist ferner der Sandlöss in ausgezeichneter Entwicklung von den Herren Andreae, Benecke und van Werveke auf einem kürzlich von denselben gemeinschaftlich unternommenen Ausfluge nachgewiesen worden, und bald darauf nahm ich Gelegenheit, mit Herrn van Werveke zusammen die betreffenden, in der Nähe von Lauterburg gelegenen Punkte gleichfalls zu besichtigen. Die Ergebnisse dieser Excursionen sollen nachfolgend zusammengefasst werden.

Der Sandlöss und die denselben unterlagernden sandigen Bildungen werden in der genannten Gegend in mannichfaltiger Weise

von tiefen Einschnitten mit steilen Wänden durchfurcht und sind besonders auch an jenem steilen, weit fortlaufenden Absturz, welchen die zwischen der Selz und der Lauter sich ausbreitende Diluvialterrasse gegen die östlich angrenzende Rheinebene bildet, mehr oder weniger deutlich entblösst. Unmittelbar am Fusse des Absturzes der Terrasse führt ein Feldweg von Lauterburg nach Mothern, welcher südwestlich von Lauterburg gleich ersterem in einem weiten, nach Westen convexen Bogen verläuft. Etwa in der Mitte dieses Bogens, genau am westlichsten Punkt des Weges, d. i. kaum $^1/_2$ Kilometer nordwestlich von dem auf der Generalstabskarte 1 : 25000 am «Rücken-Wald» angegebenen Höhenpunkt 108, ist ein für diese Gegend wichtiges Profil diluvialer Schichten zu beobachten, welches den geeignetsten Ausgangspunkt für die Beurtheilung der dortigen Verhältnisse abgiebt. Hier öffnet sich ein am Geisen-Berg entspringendes, verhältnissmässig kurzes, aber nach Art der sogenannten Klammen mit steilen Wänden tief eingerissenes Thal — derartige Thäler sind für den ganzen Rand der Diluvialfläche zwischen Lauterburg und Mothern charakteristisch — gegen die Rheinniederung. An der Ecke, welche die Südseite des Thalausganges mit dem Absturz der Terrasse nach der Niederung bildet, befindet sich die Stelle, deren geologische Verhältnisse etwas näher besprochen werden sollen.

Die tieferen, im Vergleich zu den höheren mässig steil ansteigenden Theile des Gehänges werden vorwaltend aus grauen Sanden mit geröllreichen Lagen gebildet. Die Gerölle, welche meist nur einige Centimeter, ausnahmsweise auch bis 1 Decimeter im Durchmesser haben, bestehen grösstentheils aus Quarz, Vogesensandstein, Granit und Gneiss, Porphyr und Porphyrtuff. Die oberen, sehr steilen Theile des Gehänges setzen sich dagegen aus gelbem Löss zusammen, welcher durch zahlreich eingeschaltete, sandreiche Lagen von röthlicher Farbe sehr deutlich geschichtet erscheint und eine reiche, aus Land- und Süsswasserconchylien gemischte Fauna enthält. Das Ausschlemmen einer grösseren Probe ergab Herrn Prof. Andreae folgende Arten:

1. *Helix pulchella* Müll.
2. *Helix hispida* L.

3. *Helix arbustorum* L., s.
4. *Pupa muscorum* L. sp.
5. *Pupa columella* Benz.
6. *Pupa parcedentata* Al. Brn. *var. Genesii* Gredl.
7. *Clausilia parvula* Stud.
8. *Succinea oblonga* Drp.
   » » *var. elongata* Brn.
   » » *var. Schumacheri* Andr.
9. *Limnaea palustris* Müll. *var. diluviana* Andr.
10. *Limnaea truncatula* Müll. sp.
11. *Planorbis umbilicatus* Müll.
12. *Planorbis rotundatus* Poir.
13. *Planorbis Rossmaessleri* Auersw.

Diese Lössablagerung lässt sich in südlicher Richtung durch das schon für den soeben genannten Punkt hervorgehobene charakteristische, steile, oft senkrechte Abstürzen der oberen Gehängetheile, welche ihr Auftreten erzeugt, noch eine beträchtliche Strecke weit topographisch gut verfolgen, während sie gegen Lauterburg hin von dem Rande der nach dieser Richtung merklich abfallenden Terrasse bald mehr und mehr zurücktritt. Hier sieht man dagegen an verschiedenen Punkten recht deutlich lössähnliche Bildungen am Terrassenrand entblösst, welche eine tiefere Lage einnehmen als der soeben beschriebene conchylienreiche Sandlöss, in welchen aber nur sehr spärliche, nicht charakteristische Conchylienreste bemerkt wurden.

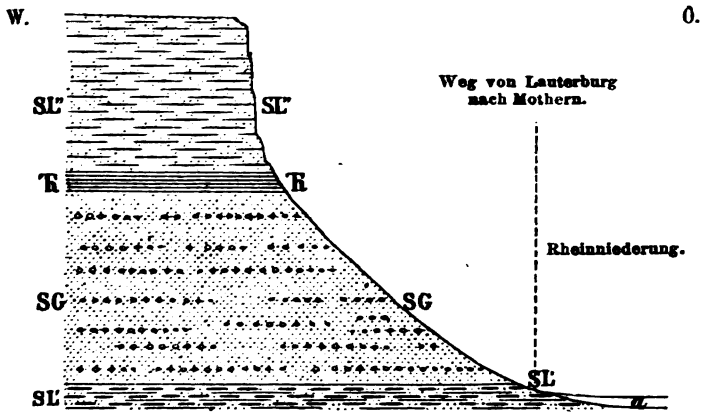
Es liess sich nun feststellen, dass diese tiefer liegenden lössartigen Massen in einem bestimmten Niveau auftreten. Die erste Stelle, an welcher man auf dem an der Terrasse entlang führenden Wege von Lauterburg nach Mothern eine derartige Bildung deutlich angeschnitten sieht, befindet sich unmittelbar nördlich von dem auf der neuen Generalstabskarte verzeichneten Höhenpunkt 113,6. An der Ecke, welche hier das vom Galgen-Berg sich herabziehende klammartige Thal mit dem Absturz der Terrasse nach der Rheinniederung bildet, sieht man wenig über dem Niveau des Weges unter den die höheren Theile des Gehänges bildenden grauen (und rothen), manchmal in dünnen Lagen durch kohlen-

sauren Kalk zu Sandstein verkitteten Sanden eine Bank von dunkelgelbem und grauem, etwas sandigem Löss anstehen, welcher zahlreiche, durchaus lösspuppenartige Mergelknollen führt.

Die Bank, deren Oberkante, vom Punkt 113,6 aus bestimmt, in 116 m Höhe liegt, ist mindestens 0,9 m mächtig und macht sich topographisch als eine steilere, von den überlagernden Sanden und Geröllen überschüttete Stufe bemerklich. Sie keilt gegen den Galgen-Berg hin augenscheinlich bald ganz oder nahezu aus, so dass es sich um eine den Sanden und Kiesen eingeschaltete

Fig. 1.

Diluvial-Profil O. Geisen-Berg bei Lauterburg.
Maasstab = 1 : 250.



SL'' = Löss und rother Sand wechsellagernd, reich an Land- und Süsswasserconchylien. T = Grauer Thon. SG = Grauer Sand mit Geröllen von Buntsandstein, Rothliegendem und krystallin. Gesteinen. SL' = Lössähnlich-sandige Bildung mit festen Mergellagen und Platten von thonigem Brauneisenstein. a = Alluvium der Rheinniederung.

linsenförmige Masse handeln würde, welche indess eine ziemlich bedeutende Erstreckung nach Süden haben dürfte. In dieser Richtung liess sich nämlich die Bank an dem Absturz gegen die Rheinniederung bis zu dem bereits besprochenen Profil verfolgen. Sie wechselt gegen letzteres hin ihre Beschaffenheit, indem sie sehr sandig wird und Lagen von ockerigem festem Mergel, bisweilen auch unregelmässig lappig begrenzte dünne Platten von thonigem Brauneisenstein enthält, so dass mit einer lössartigen

Bildung schliesslich nur noch wenig Aehnlichkeit übrig bleibt. Durch zahlreich umherliegende Mergelknollen bezw. Mergelplatten gab sich die Lage der Bank, namentlich an einigen Stellen, welche gerade frisch angeschürft waren, auch zwischen den Punkten, an welchen sie in vollständigerer Entblössung zu Tage tritt, gut zu erkennen.

Ihr Vorhandensein und ihre Lage verriethen sich hierdurch auch deutlich in dem Profil östlich vom Geisen-Berg, dessen Verhältniss zu den weiter nördlich gegen Lauterburg hin zu beobachtenden Profilen damit vollständig klar gelegt war. Die Oberkante der Schicht (S L' in Fig. 1) liegt an jenem Punkte unmittelbar oberhalb des Weges. Darüber folgen die bereits beschriebenen grauen, geröllreichen Sande (SG in der Figur). Dieselben schliessen oben mit einer grauen Thonschicht (T) ab, welche die Grenze gegen den überlagernden conchylienreichen Löss (SL'') bildet. Die Mächtigkeit der grauen Sande einschliesslich der Thonschicht wurde durch barometrische Messung zu 8 m bestimmt[1].

Der Sandlöss geht in dieser Gegend ungefähr bis 140 m über Normalnull und etwas mehr hinauf. Im Nordosten von Mothern, etwas südwestlich von dem Höhenpunkt 146, sieht man sowohl in dem dort befindlichen Wegeinschnitte als auch in den Aufschlüssen neben demselben, etwa von 137 m absoluter Höhe abwärts, geschichteten Löss mit röthlichen Sandeinlagerungen aufgeschlossen, welcher zwischen den Höhenkurven 130 und 135 reich an Conchylienresten ist. Schalen von Süsswasserschnecken bemerkten wir hier ebenso wenig wie die charakteristische *Succinea oblonga var. Schumacheri*. In dem grossen Hohlweg dagegen, welcher 1 km westlich von der genannten Stelle in südlicher Richtung nach Mothern hinabführt, wurden bei 135 m Höhe in einem ungeschichteten, von Sandeinlagerungen freien und nicht sehr fossilreichen Löss einzelne Exemplare von *Succinea oblonga* beobachtet, welche nach ihren Umrissen schon zu der genannten Varietät ge-

1. Vergl. die Profile in: Daubrée, Description géologique et minéral. du dép. du Bas-Rhin, Strasbourg, 1852, p. 232 u. 233.

stellt werden müssen, obwohl sie kleiner sind als die typische Varietät.

Am Geisen-Berg trifft man in den Aufschlüssen unmittelbar unterhalb, sowie in denjenigen oberhalb des Höhenpunktes 146 nur noch typischen, gleichmässig ausgebildeten Löss mit den drei für die obere Lössstufe charakteristischen Formen:

Succinea oblonga Drp.
Helix hispida L.
Pupa muscorum L. sp.

Steigt man aber in den grossen Einschnitten östlich vom Geisen-Berg nach der Rheinniederung hinab, so gelangt man alsbald wieder in deutlich geschichteten, stark sandigen Löss, dessen obere Grenze etwa zwischen 137 und 143 m absoluter Höhe liegt, und südlich von der genannten Erhebung sieht man an den dort gelegenen Weinbergen, nordöstlich vom Höhenpunkt 156,8 noch Sande, welche offenbar dem Löss eingeschaltet sind, auftreten. Im Löss eingelagerten Sand beobachtet man ferner auch etwas südwestlich von dem zuletzt genannten Punkt, am Wege von Mothern nach Neeweiler, 250 m nordwestlich vom Schiffersbach-Graben, in einer Höhenlage von beiläufig 135 m.

Ein lehrreiches Profil, welches leicht zu verstehen ist, wenn man die bereits genannten Punkte gesehen hat, zeigt der grosse Hohlweg, welcher sich vom Geisen-Berg in nordöstlicher Richtung nach dem Höhenpunkt 113,6 hinabzieht.

Steigt man diesen Weg hinab, so trifft man gleich zu oberst einen stark mit röthlichem Sand untermischten und dadurch deutlich geschichteten Löss, welcher arm an Conchylien ist. Die Grenze gegen den echten Löss kann gerade am Ende des Aufschlusses, etwa bei 143 m Höhe angenommen werden. Erst nachdem man ein gutes Stück hinabgestiegen ist, stellen sich conchylienreiche Lagen, u. a. mit *Succinea oblonga var. Schumacheri*, welche in der That eine recht gute Leitform für den Sandlöss zu sein scheint, ein. Darunter folgt, etwa auf halbem Wege, eine graue thonige Bank, welche ohne Zweifel der in dem Profil östlich vom Geisen-Berg beobachteten Thonbank entspricht, und unter welcher, gerade wie dort, mächtige Sande mit Buntsandstein-, Granit- und

Porphyrgeröllen auftreten. Die Sande sind hier zum Theil auch röthlich gefärbt und werden etwas oberhalb Punkt 113,6 durch die bereits oben beschriebene, einen kleinen Steilabsturz bildende Bank von sandigem Löss unterlagert.

Durch barometrische Messung ergab sich für die Sande zwischen der unteren sandigen Lössbank und dem conchylienreichen Sandlöss (wieder einschliesslich der Thonbank) eine Mächtigkeit von 7 m. Nach der Eintragung auf der topographischen Karte stellt sich letztere etwas höher, etwa zu 9 m, so dass man 8 m als wahrscheinlichste Mächtigkeit vorläufig annehmen kann. Die Mächtigkeit der Sandablagerung zwischen den beiden Lössbildungen ist also hier jedenfalls ganz annähernd dieselbe wie in dem Profil östlich vom Geisen-Berg. Das Profil des Hohlweges stellt sich hiernach in runden Zahlen wie folgt:

Löss, durch röthliche, sandige Einlagerungen deutlich geschichtet, oben arm, nach unten reich an Conchylien, darunter *Succinea oblonga var. Schumacheri.* . .	19 m.
Sand, grau und röthlich, mit Buntsandstein-, Granit- und Porphyrgeröllen. Einschliesslich einer zu oberst liegenden, grauen Thonbank	8 »
Sandiger Löss mit zahlreichen Mergelconcretionen.	1 »
	28 m.

Endlich verdient noch ein Profil aus der unmittelbaren Nähe von Lauterburg Erwähnung, über dessen Verhältniss zu den vorangehend beschriebenen ein ganz sicheres Urtheil erst durch weitere Untersuchungen zu gewinnen sein wird. Etwas südöstlich von dem auf der 25000-theiligen Karte an der Strasse nach Weissenburg verzeichneten Höhenpunkt 125,5 befindet sich eine grosse, gegen Süden sich öffnende Grube am Absturz der Diluvialterrasse nach der Rheinebene. In derselben sieht man zu oberst rothen, zum Theil sehr groben Sand und graugelben Lehm in ziemlich dünnen Bänken mit einander wechsellagern. Die regelmässig geschichtete Bildung, welche nur bis einige Meter tief unter die Kante des Absturzes hinabreicht, erinnert durch die Färbungen sofort lebhaft an Sandlöss. Unter derselben geht eine Bank von grauem Thon

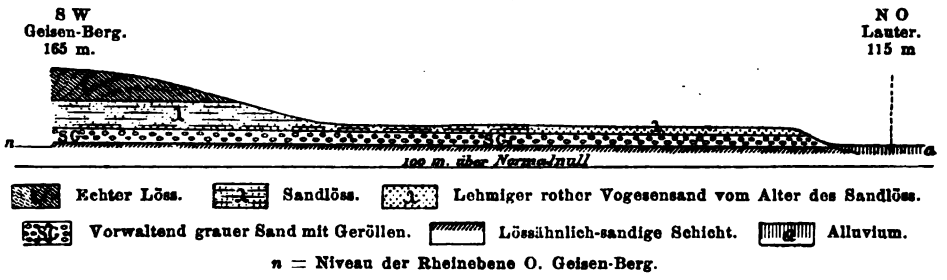
hindurch, welche von graugelbem, sandigem und etwas kalkhaltigem Lehm unterlagert wird. Die Mächtigkeit der ersteren wurde an einer Stelle, wo ihre obere und untere Grenze scharf zu erkennen waren, zu 0,5 m gemessen. Die Mächtigkeit des letzteren, welche wegen theilweiser Ueberschüttung desselben durch Sand nicht genauer bestimmt werden konnte, dürfte an der gleichen Stelle etwa 1 m oder etwas darüber betragen. Die obere Grenze der Thonschicht liegt schätzungsweise 10 m, vielleicht auch etwas mehr über der angrenzenden Rheinniederung. Unterhalb der Thonbank und der dieselbe unterlagernden Lehmschicht betheiligen sich, soweit dies bei der theilweisen Ueberschüttung der tieferen Theile des Gehänges festzustellen war, nur Sand und Gerölle an der Zusammensetzung des letzteren. Erst im Niveau des Weges, welcher an der Grube vorüberführt, also unmittelbar über der Rheinniederung, machen sich stellenweise zahlreich umherliegende Mergelknollen bemerklich. Dieselben verrathen hier wieder das Vorhandensein einer ähnlichen lössartigen Bank wie derjenigen an der Basis der beiden oben bereits genauer beschriebenen Profile.

Das hier in Rede stehende Profil hat, wie man sieht, überhaupt ausserordentlich viel Aehnlichkeit mit denen am Geisen-Berg, nur dass im vorliegenden Falle über der Thonschicht anstatt des dort vorhandenen conchylienreichen, sandigen Löss eine sandig-lehmige Ablagerung ohne Schalenreste auftritt. Es ist wenigstens höchst wahrscheinlich, dass letztere den untersten sandreichen Schichten des conchylienreichen Sandlöss am Geisen-Berg entspricht, während die Sande und Gerölle unter der thonig-lehmigen Zone die Fortsetzung der Sandbildung zwischen den beiden Lössen daselbst darstellen dürften. Die Höhenlagen würden, soweit sie aus der 25000-theiligen Karte, auf welcher der Verlauf der Höhenkurven an den Steilabstürzen natürlich nicht angegeben ist, zu ersehen sind, einer solchen Gleichstellung der Schichten am Geisen-Berg mit den zuletzt besprochenen nicht widersprechen. Wie sich unter Zugrundelegung dieser Auffassung ein vom Geisen-Berg in SW—NO-Richtung nach der Lauterniederung gezogenes Profil gestaltet, zeigt Fig. 2. Dass aber der conchylienreiche Sandlöss bei Lauterburg selbst durch eine lehmig-sandige Bildung ver-

treten wird, liesse sich durch die Lage des Punktes in so unmittelbarer Nähe der Lauterniederung genügend erklären, da in dem diluvialen Lauterdelta die sandig-lehmigen Massen, welche die Lauter zur Zeit der Sandlössbildung ebenso wie gegenwärtig geführt haben wird, den feineren lössartigen Schlamm bis auf einige Entfernung von der heutigen Lauterniederung zurückgedrängt haben werden.

Fig. 2.

Schematisches Profil bei Lauterburg.
Maasstab der Länge 1 : 25 000, der Höhe 1 : 5 000.



n = Niveau der Rheinebene O. Geisen-Berg.

Es ist anzunehmen, dass derartige diluviale Deltabildungen vom Alter des conchylienreichen Sandlöss, aber von anderer petrographischer Entwicklung auch an den Ausgängen anderer grösserer Vogesenthäler gegen die Rheinniederung vorhanden sind. Nur wird das Verhältniss derselben zu letzterem bei dem Fehlen von geeigneten Aufschlüssen meist nicht so klar zu erkennen sein wie im vorliegenden Falle. So liegt es z. B. auch besonders nahe, die Diluvialbildungen nördlich von Reichstett[1] wenigstens zum Theil als die direkte Fortsetzung der in den Lehmgruben bei Hönheim aufgeschlossenen, mehr oder weniger conchylienreichen Sandlösschichten zu betrachten, während ein anderer Theil derselben schon etwas tieferen Bildungen entsprechen könnte. Die vorwiegend sandige Entwicklung des Diluviums bei Reichstett wäre dann auf diluviale Deltabildungen der Zorn zurückzuführen, welche wenigstens zu einem guten Theil in die Zeit der Sandlöss-Ablagerungen fallen würden.

1. Vergleiche die geologische Karte von Strassburg (1883) und die Erläuterungen dazu.

Die Verhältnisse bei Lauterburg geben uns auch den Schlüssel für das Verständniss der ausgedehnten Diluvialterrassen in den angrenzenden Gebieten der Pfalz, deren Alter durch den Nachweis der Stellung der terrassenbildenden Sande und Gerölle bei Lauterburg ebenfalls bestimmt ist.

Nimmt man für die Gegend nordwestlich von Strassburg die Grenze des Sandlöss gegen den echten Löss bei 163 m (in dieser Höhe ungefähr liegt die Grenze in dem Hohlweg bei Niederhausbergen), für die Gegend südwestlich von Lauterburg aber, wie in obigem Profil, bei 143 m über Normalnull an, so ergiebt sich für die Grenze des oberen gegen den untern Löss auf der Strecke zwischen Strassburg und Lauterburg ein Fall von rund 20 m, während die Rheinniederung sich auf derselben Strecke um 30 m senkt. Für die Grenze des conchylienreichen Sandlöss gegen die unterlagernden Vogesensande mit eingeschalteten mehr oder weniger lössartigen Lagen stellt sich das Resultat ähnlich, da dieselbe bei Strassburg in beiläufig 140 m über Normalnull liegt, während sie bei Lauterburg nach dem oben Gesagten in ungefähr 124 m Höhe, vielleicht auch noch etwas niedriger angenommen werden kann.

Das Gefälle des Wassers in der oberrheinischen Tiefebene würde demnach seit der Diluvialzeit ein stärkeres geworden sein, woraus geschlossen werden könnte, dass eine bedeutende Tieferlegung des Rheindurchbruchs bei Bingen seit jenen der Gegenwart verhältnissmässig nahe gelegenen Zeiten stattgefunden habe.

Da jedoch die Grenze zwischen Sandlöss und typischem Löss nicht immer bis auf wenige Meter genau bestimmt werden kann, und da auch in den vorliegenden Fällen die angenommenen Höhenlagen nur als Annäherungswerthe zu betrachten sind, so könnte die hier zwischen dem Gefälle jener Grenze einerseits und demjenigen der Rheinniederung anderseits gefundene Differenz leicht durch Beobachtungsfehler merklich beeinträchtigt sein. Erst wenn man in der Lage sein wird, Vergleiche dieser Art zwischen noch beträchtlich weiter von einander gelegenen Punkten anzustellen, wird sich etwas ganz Sicheres in dieser Beziehung sagen lassen. Soviel ist indess zweifellos, dass sich das Gefälle

der Rheinebene auf der hier in Rede stehenden Strecke seit der Sandlössperiode wenigstens nicht merklich verringert haben kann, dass also hier die Natur seit den letzten geologischen Zeiten den mühsamen Bestrebungen des Menschen, den von Zeit zu Zeit Verderben drohenden Wassermassen möglichst leichten Abfluss zu verschaffen, nicht in unabwendbarer Weise entgegen arbeitet.

Etwas schwieriger als am Rheinthalrande gestaltet sich die Unterscheidung der beiden Lössstufen nach dem Gebirge hin. Zwischen Lauterburg und Weissenburg lassen sich indess die Verhältnisse schon jetzt einigermassen übersehen.

Die niedere, breite Terrasse, welche den Lauf der Lauter von Scheibenhard bei Lauterburg bis in die Gegend von Weissenburg begleitet, setzt sich aus mehr oder weniger sandigen, geröllführenden Bildungen zusammen, welche der Hauptsache nach wohl zum Diluvium gehören, wie dies auch von Seiten der älteren Autoren, offenbar mit vollem Recht angenommen wurde[1]. Zwar liegt es nicht allzufern, die oberflächlichen Gebilde dieser Stufe als altalluviale Absätze aufzufassen, welche bei der Entstehung der Terrasse durch Abspülung, hauptsächlich aus der Umlagerung älterer diluvialer Massen hervorgegangen sein würden; doch fehlen hier bis jetzt jedenfalls alle sicheren Anhaltspunkte für das Vorhandensein ausgedehnter alluvialer Bildungen von einer in Betracht kommenden Mächtigkeit.

Die Lauter-Terrasse steigt sanft nach Süden an, und es erhebt sich über dieselbe in dieser Richtung eine etwas höhere und stärker ansteigende, auf welcher, soweit die Begehungen reichen, sandige Lössablagerungen zu Tage treten. Zwischen Lauterburg und Schleithal sind zwar letztere bis jetzt noch nicht verfolgt worden. Doch kann ihr Vorhandensein auf dieser Strecke mit Sicherheit aus der Daubrée'schen Karte des Dép. du Bas-Rhin geschlossen werden, da auf dieser die Grenze zwischen Löss und Vogesendiluvium von Scheibenhard über Niederlauterbach, Salmbach und Schleithal, d. h. längs der Grenze zwischen den beiden Terrassen verläuft. Es muss also die höhere derselben auch zwischen

1. Vergl. Daubrée, Carte géol. du dép. du Bas-Rhin, 1849 und 1851.

jenen beiden Punkten aus lössartigen Gebilden bestehen. Letztere können dann aber offenbar nur zum Sandlöss gehören, welcher in der Fortsetzung der Terrasse nach dem Gebirge hin wieder nachgewiesen ist.

Unmittelbar südöstlich von Schleithal nämlich, an dem Absturz der Strasse zwischen dem Dorf und der Salmbacher Ziegelei sowie an demjenigen des Weges nach dem Frauen-Berg, zwischen 145 und 150 m absoluter Höhe, steht sehr deutlich geschichteter, mit feinen Lagen von röthlichem Sand wechsellagernder Löss an, welcher Schnecken enthält und einem typischen Sandlöss gleicht.

Doch vermochte ich an dieser Stelle unter den Conchylien keine von den dem letzteren allein eigenthümlichen Formen nachzuweisen. Dagegen sammelte ich verflossenes Frühjahr in dem sehr tiefen Hohlweg, welcher gerade südlich von der Kirche in Schleithal nach dem Frauen-Berg hinaufführt, dicht über der Sohle und etwa 125 m unterhalb des Höhenpunktes 169, neben der typischen *Succinea oblonga* Drp. eine Anzahl Exemplare dieser Art, welche zu der Varietät *Schumacheri* Andr. zu stellen sind. Obgleich der Löss, aus welchem letztere stammen, nicht durch sandige Einlagerungen geschichtet, sondern von gleichartiger Beschaffenheit wie der typische Löss erscheint, so wird derselbe doch noch zum Sandlöss zu rechnen sein. Der Punkt, an welchem jene Exemplare gesammelt wurden, dürfte etwa 164 m über Normalnull liegen. In dieser Höhe kann hier die Grenze zwischen Sandlöss und typischem Löss angenommen werden, da höher hinauf in den benachbarten Hohlwegen nur noch die für den oberen Löss charakteristischen drei Formen *Helix hispida, Succinea oblonga* Typ. und *Pupa muscorum* beobachtet wurden.

An dieser Stelle ist es vielleicht zweckmässig, darauf hinzuweisen, dass auch bei Strassburg in vielen im Gebiet des Sandlöss liegenden Aufschlüssen die Lössmasse eine gleichmässige, nicht sandige und deutlich geschichtete Ausbildung zeigt. Gerade an solchen Stellen aber wurden bei der geologischen Aufnahme in der Strassburger Gegend nicht selten die leitenden Süsswasserschnecken sowie die vielleicht noch bezeichnendere grosse *Succinea oblonga*, welche später von Andreae als *var. Schumacheri*

benannt worden ist, in geradezu erstaunlicher Menge angetroffen[1], während hingegen in vielen Aufschlüssen der Schiltigheimer Terrasse mit sonst typischem Sandlöss die den letzteren als Ganzes charakterisirende Fauna häufig genug vollständig fehlt oder nur sehr spärlich vertreten ist. Die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Lössstufe kann somit oft erst aus dem Zusammenhange eines jeweiligen Vorkommens mit der ganzen Masse beurtheilt werden.

Zwischen Schleithal und Weissenburg sind gleichfalls ein Löss höherer und ein solcher tieferer Lage mit verschiedener petrographischer und faunistischer Entwickelung gut zu unterscheiden. Hier haben die bereits abgeschlossenen Specialaufnahmen auf Blatt Weissenburg Gelegenheit zu einer genaueren Verfolgung der einschlägigen Verhältnisse gegeben. Bei der Besprechung derselben, welche ich auch aus eigener Anschauung kennen zu lernen Gelegenheit hatte, bin ich in der Lage, mich wesentlich auf die im Manuscript vorliegenden Erläuterungen des Herrn Andreae zu Blatt Weissenburg der geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen stützen zu können, deren Inhalt ich, soweit sich derselbe auf die hier in Betracht kommenden Verhältnisse bezieht, mit der freundlichen Erlaubniss des geehrten Verfassers für die vorliegende Mittheilung verwerthe.

Das der Lauterniederung unmittelbar angrenzende, äusserst flache Gebiet setzt sich auch in der Gegend südöstlich von Weissenburg aus sandigen und lehmig-sandigen, geröllführenden Bildungen zusammen. Wo aber das Terrain nach Süden etwas stärker anzusteigen beginnt, kommt man in eine Ablagerung von Löss, welcher mit feinen karminrothen, manchmal überwiegenden Sanden in enger Wechsellagerung und Vermengung auftritt. Eine derartige, stark sandige, aber doch lössähnliche Bildung sieht man in den Hohlwegen südlich von Altenstadt bei Weissenburg den

---

1. Die interessantesten Aufschlüsse, in welchen die grosse *Succinea oblonga* sowie die verschiedenen Formen von *Limnaea* und *Planorbis* mit Leichtigkeit zu Tausenden gesammelt werden konnten, so die Gruben an den Eisenbahnwerkstätten und am Bahnhof in Bischheim, sind leider durch Zuschüttung und Bebauung wieder verschwunden.

wahrscheinlich jungtertiären, ockergelb oder weiss gefärbten Riedselzer Sand, welcher groben Kies enthält, überlagern.

Einen besonders guten Aufschluss in dieser Lössstufe bietet der grosse Hohlweg, welcher vom Gutleuthof nach dem Schloss Geissberg führt. Der Löss, welchen man hier von einer rothen Sandschicht überlagert sieht, ist ungemein reich an Fossilien. Herr Professor Andreae wies in demselben folgende Formen nach:

1. *Limax agrestis* L. Anscheinend fossile Kalkplättchen, s.s.
2. *Hyalinia crystallina* M. sp., s.
3. *Helix pulchella* M., z.s.
4. *Helix costata* M., z.s.
5. *Helix hispida* L., h.
6. *Helix arbustorum* L., s.s.
7. *Pupa muscorum* L. sp., h.h.
8. *Pupa columella* Benz., h.
9. *Clausilia parvula* Stud., z.h.
10. *Succinea oblonga* Drp., h.

Besonders bemerkenswerth bei dieser Fauna ist das reichliche Vorkommen der ausgestorbenen Schneckenart *Pupa columella*.

Der Löss höherer Lage oder typische Löss der Weissenburger Gegend unterscheidet sich von dem soeben beschriebenen petrographisch wiederum nur durch das Fehlen von Sandeinlagerungen. Er nimmt bedeutende Flächenräume auf dem Höhenzuge südlich vom Lauterthal ein und zieht sich vom Geissberg aus gegen das Gebirge hin, wo er Höhenlagen von über 270 m erreicht. Der bedeutendste Aufschluss in demselben ist eine grosse Lehmgrube südlich von Weissenburg, auf dem Wege vom Bahnhof nach dem Hof Schafbusch. Die an Individuen reiche Fauna ist nach den Untersuchungen von Herrn Professor Andreae einförmiger als die des tieferen, sandigen Löss. Es überwiegen an allen Stellen die drei gewöhnlichen Arten *Helix hispida, Succinea oblonga* und *Pupa muscorum*, von welchen die erstgenannte als die gewöhnlich am zahlreichsten auftretende Form bezeichnet wird. Andere Elemente, wie *Clausilia parvula, Helix pulchella*

und *Helix arbustorum* werden als meist selten angegeben, und besonders hervorzuheben ist, dass *Pupa columella* viel seltener auftritt als im tieferen Löss.

Der Löss vom Gutleuthof ist, wie ich bei Aufnahmearbeiten in der Gegend südöstlich von Weissenburg feststellen konnte, durch lössartig-sandige Bildungen mit dem Sandlöss von Schleithal verknüpft. In Anbetracht dieses Zusammenhanges sowie des Vorkommens jenes ersteren zwischen sandigen Bildungen kann ich mich, obwohl am Gutleuthof die Süsswasserschnecken sowie die charakteristische *Succinea oblonga var. Schumacheri* fehlen, doch nur vollkommen der durch Herrn Andreae vertretenen Auffassung anschliessen, dass dieser Löss dem Löss tieferer Lage (Sandlöss) bei Strassburg entspricht, zumal in letzterer Gegend und, nach den bisher vorliegenden Beobachtungen, auch bei Lauterburg die Süsswasserschnecken und die genannte Succineenvarietät gegen die obere Grenze des Sandlöss mehr zurücktreten. Vielleicht erweist sich, wie in dem vorliegenden von Herrn Andreae beobachteten Falle, auch weiterhin das häufigere oder seltenere Vorkommen von *Pupa columella* als ein gutes Mittel zur Unterscheidung der beiden Lössbildungen an solchen Punkten, wo eine Trennung derselben nach der Fauna sonst schwierig wäre.

Wie sich der Verlauf der Grenze zwischen dem oberen (typischen) und dem unteren Löss (Sandlöss) auf der Strecke zwischen Weissenburg und Lauterburg zu dem Gefälle der Lauterniederung daselbst verhält, ersieht man aus nachfolgender Zusammenstellung:

Grenze des echten Löss gegen den Sandlöss. Lage über Normalnull.	Lage der Lauterniederung über Normalnull.
1. S. Bahnhof Weissenburg . . . . . 185 m	Ostende von Weissenburg. . . . 156 m
2. S. Kirche in Schleithal . . . . . 164 »	N. Kirche in Schleithal. . . . . 137 »
3. N. O. Geisen-Berg bei Lauterburg. 113 »	Bei Lauterburg. . . . . 112 »
Gefälle der Grenze zwischen Weissenburg und Lauterburg wenigstens 42 m	Gefälle der Lauterniederung zw. Weissenburg u. Lauterburg . 44 m

Hiernach hätte sich das Gefälle im Lauterthale seit der Sandlössperiode anscheinend nicht merklich geändert. Da indess die Strecke von Lauterburg bis Weissenburg etwa 3 Mal kürzer ist als die von letzterem Ort bis Strassburg, so wird sich für erstere ein etwa vorhandener Unterschied im Gefälle während der Diluvialzeit einer- und der Jetztzeit anderseits auch nur entsprechend weniger bemerklich machen können, so dass derselbe bei der verhältnissmässig zu grossen Unsicherheit der Abgrenzungen kaum mehr nachzuweisen sein würde.

Wenn sich der Löss am Rande des Gebirges bis zu so beträchtlichen Höhen erhebt wie bei Weissenburg, so muss es mit Recht auffallen, dass Lössablagerungen nicht bis tief in die Vogesenthäler hinein anzutreffen sind. Die Thatsache ihres Fehlens daselbst erklärt sich vielleicht am einfachsten, wenn man sich vorstellt, dass die in den ausgedehnten, zwischen dem Schwarzwald und den Vogesen einstmals circulirenden, kalkreichen Gewässern, aus welchen sich das Lössmaterial doch am wahrscheinlichsten niedergeschlagen hat, schwebenden Schlammtheilchen durch die Strömungen der gleichzeitig in den Vogesenthälern aufgestauten, mit sandigem und lehmigem Schlamm beladenen Wassermassen zurückgedrängt worden seien. Ein Eindringen des Lössschlammes in die Gebirgsthäler würde dann im allgemeinen nicht haben stattfinden können. Dem Löss im Alter gleichstehende Bildungen könnten sehr wohl in den Vogesenthälern in grösserer Ausdehnung zum Absatz gelangt sein, doch sind sie in diesem Falle gewiss wegen der steileren Neigungen der Gehänge daselbst schon wieder bis auf mehr oder weniger unbedeutende Reste abgespült worden. Letztere wären zudem viel leichter, als dies bei selbst entkalktem und dadurch zu Lehm umgewandeltem Löss der Fall sein würde, mit Verwitterungsböden zu verwechseln und sind vielleicht in Folge dessen bis jetzt da, wo sie noch vorhanden sind, vielfach übersehen worden.

Die Aufnahmen auf den Blättern Bitsch und Niederbronn haben z. B. ergeben, dass sich im Gebiet des Buntsandsteins daselbst auch häufig diluviale Ablagerungen finden, deren Vorkommen in solcher Verbreitung bei dem Fehlen jeglicher Angaben hierüber in der älteren Literatur nicht gerade zu erwarten war. Es wäre jeden-

falls für die bis jetzt nicht durchführbare Altersbestimmung der diluvialen Ablagerungen in den Thälern der niederen Vogesen wichtig, wenn sich bei der Kartirung der dem Rheinthal angrenzenden Theile des Gebirges von den diluvialen Terrassen des Tieflandes aus Andeutungen von entsprechend hoch gelegenen Terrassen in die Ausgänge der Gebirgsthäler hinein verfolgen liessen, da hierdurch vielleicht eine Verbindung mit den tiefer im Gebirge liegenden diluvialen Flussterrassen hergestellt werden könnte, deren genauere Altersbeziehungen wegen des Fehlens von organischen Resten in denselben oder wegen des Mangels an Angaben über solche direkt nicht festzustellen sind.

Zum Schluss möge noch bei der grossen Bedeutung der Sandlössfrage für die geologischen Aufnahmen im Elsass ein kurzer Rückblick auf die bisherige Entwicklung dieser Frage gestattet sein.

In den zur geologischen Karte der Umgegend von Strassburg gehörigen Erläuterungen, Strassburg 1883, gab ich auf S. 6 eine kurze tabellarische Uebersicht über die damals genauer gekannten diluvialen Schichten daselbst. Da bei den Untersuchungen, deren Ergebnisse in jenen Veröffentlichungen niedergelegt sind, rein stratigraphische Zwecke im Vordergrund standen, so kam es mir bei der Aufstellung jener Uebersicht im wesentlichen nur darauf an, die Reihenfolge der verschiedenen Schichten zum Ausdruck zu bringen. Die Frage, wie sich dieselben in Bezug auf ihr Alter an und für sich verhalten, in wie weit dieselben also etwa als glaciale Bildungen u. s. w. aufzufassen und mit entfernter gelegenen diluvialen Vorkommnissen des Rheinthals in Parallele zu stellen wären, ist in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Strassburg nicht discutirt worden, obwohl es nahe lag, wenigstens für die Sande von Lingolsheim in Anbetracht ihrer Fauna (*Elephas primigenius*) ein glaciales Alter anzunehmen und den unteren Löss wegen seiner nahen stratigraphischen Beziehungen zu denselben und wegen seiner im Vergleich zu der des oberen Löss schon recht fremdartigen Fauna demselben geologischen Niveau zuzuweisen.

In Rücksicht hierauf wäre vielleicht in der erwähnten Uebersicht jede Art von zusammenfassender Bezeichnung wie die Unterscheidung eines oberen und eines unteren Diluviums besser ver-

mieden worden. Jedenfalls sollte, wie dies füglich aus dem Vorwort zu jenen Erläuterungen (S. V, VI) entnommen werden kann, einer solchen Eintheilung keine allgemeinere Bedeutung beigelegt werden, was an der betreffenden Stelle der Erläuterungen selbst noch besonders hervorzuheben allerdings versäumt worden war.

Dem Löss tieferer Lage oder Sandlöss wurde eine Stellung zwischen dem typischen Löss und den älteren Sanden und Kiesen, in welchen noch lössähnliche Bänke eingeschaltet vorkommen, angewiesen. Entgegen also der Sandberger'schen Auffassung von dem Verhältniss zwischen Thallöss und Berglöss (letztere Bezeichnungen sind in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Strassburg absichtlich vermieden worden) wurde hier für den tiefer liegenden Sandlöss ein höheres Alter angenommen als für den höher liegenden echten Löss. Die Richtigkeit dieser Auffassung ist dann durch die Untersuchungen des Herrn A. Andreae an dem Diluvialprofil von Hangenbieten noch weiter befestigt worden und dürfte gegenwärtig wohl auf keinerlei Zweifel mehr stossen. Da diese Verhältnisse auch bei der Beantwortung der so häufig erörterten Frage von der Entstehung des Rheinthallöss neben anderen gleich wichtigen Verhältnissen entschieden eine bedeutende Rolle spielen, so mag es gerechtfertigt erscheinen, diesen Thatbestand nochmals besonders zu betonen.

Aus den eigentlichen Vogesensanden kannte ich nur Wirbelthierreste von Lingolsheim, und es sind aus denselben von dort auch bis jetzt nur solche bekannt geworden. Aus dem Profil von Hangenbieten hat dagegen Herr Andreae eine reiche interessante Schneckenfauna der rothen Vogesensande beschrieben, welche zusammen mit der Säugethierfauna der Diluvialsande von Lingolsheim und ähnlicher Bildungen für ein glaciales Alter der betreffenden Schichten spricht. (Andreae in: Abh. z. geol. Specialk. v. Els.-Lothr. Bd. IV, H. 2, S. 13—15, 27, 29.)

Dass der soeben erwähnte «regenerirte Vogesensand[1]» von

1 Diese von Herrn Andreae gebrauchte Benennung, welche offenbar nur die Zusammensetzung der Ablagerung aus vorwaltenden, zu Sand zerriebenen Trümmern von «Vogesensandstein» ausdrücken soll und der Daubrée'schen Bezeichnung «sable du grès des Vosges» (A. Daubrée, Description géologique et minéral. du dép. du Bas-Rhin,

Hangenbieten mit den diluvialen Breuschsanden bei Strassburg und Lingolsheim gleichalterig ist, wie Andreae annimmt, scheint auch mir nicht zweifelhaft, und nach den höchst wichtigen paläontologischen Ergebnissen, welche das eingehende Studium des ausgezeichneten Profils von Hangenbieten Herrn Andreae geliefert hat, ist es wohl richtig, den Sandlöss noch schärfer von dem typischen Löss zu trennen, als in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Strassburg geschah[1]. Auf letzterer selbst sind übrigens die nahen Beziehungen des Sandlöss zum Vogesensand deutlichst dadurch zum Ausdruck gebracht, dass für beide die gleiche Grundfarbe angewendet ist. Die diluvialen Breuschsande und ähnliche Bildungen sind auf derselben von dem Sandlöss nur durch verschiedenartige Punktirungen u. s. w. unterschieden, und es wird bei der endgültigen Kartirung der betreffenden Ablagerungen der auf der Karte von Strassburg angewendete Modus beizubehalten sein.

Strassburg, im Mai 1889.

Strasbourg 1852, p. 223.) nachgebildet zu sein scheint, könnte wohl leicht dahin missverstanden werden, dass es sich hier um umgelagerten, aus den Vogesen stammenden Diluvialsand handle. Die in der geologischen Beschreibung der Umgegend von Strassburg angewendete, überdies auch kürzere Bezeichnung «Vogesensand» für derartige Bildungen dürfte zweckmässiger sein, zumal letztere neben den Buntsandsteinelementen manchmal (z. B. in den Sandgruben an der Südostseite des Bluth-Waldes bei Lingolsheim) in sehr bedeutender Menge noch anderes aus den Vogesen stammendes Material, wie Granit, Porphyr, Tuffe, Grauwacke u. s. w., enthalten.

1. Andreae betrachtet den Sandlöss und den «regenerirten Vogesensand» von Hangenbieten sowie die denselben entsprechenden Bildungen bei Strassburg als glacial, den typischen (oberen) Löss als postglacial. Kinkelin (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXVIII, 1886, 694—695) stellt sowohl den Sandlöss als auch den typischen Löss zu den interglacialen Bildungen und reiht sie demgemäss beide in sein Mittelpleistocän ein, während bei Andreae der typische Löss im oberen Diluvium untergebracht ist. Wollte man, wie in den Erl. z. geol. Karte v. Strassburg, S. 6, auch noch den Sandlöss zum oberen Diluvium ziehen, so wären nach dem jetzigen Stand der Frage die diluvialen Vogesensande (Breuschsande) von Lingolsheim u. s. w. gleichfalls dahin zu stellen. Auf den geologischen Specialkarten dürften alle auf die Stellung der diluvialen Schichten des Rheinthals im allgemeinen System hinweisenden Bezeichnungen (ob zum unteren, mittleren oder oberen Diluvium gehörig, ob glacial, praeglacial u. s. w.) zweckmässig zu vermeiden sein, da eine naturgemässe Eintheilung dieser Art von nicht bloss lokaler, sondern allgemeinerer Giltigkeit wohl noch für längere Zeit als ein anzustrebendes, aber noch nicht erreichtes Ziel zu betrachten sein wird.

STANFORD LIBRARIES

Vorläufige Mittheilung über die Insekten des „Plattigen Steinmergels" von Brunstatt.

Von

Dr. B. FÖRSTER in Mülhausen i. Elsass.

In einem Vortrage über das Oberelsässische Tertiär[1] machte ich auf eine Fundstelle tertiärer Insekten aufmerksam, welche ich in der Nähe von Brunstatt bei Mülhausen i. E. entdeckt hatte. Ich erwähnte von dort damals 6 verschiedene Arten.

Seit der Zeit bin ich unablässig bemüht gewesen, diese Fundstelle auszubeuten, so dass ich in meinem Aufsatz über die Gliederung des Sundgauer Tertiärs schon 30 verschiedene Insektenarten aus dem plattigen Steinmergel angeben konnte[2], von denen damals erst 12 Käfer und einige Mücken und Ameisen der Gattung nach bestimmt waren. Seitdem hat sich meine Sammlung wiederum beträchtlich vermehrt, besonders aber hat die eingehende Bearbeitung und sorgfältige Abbildung der theilweise vortrefflich erhaltenen Insekten ergeben, dass Brunstatt schon jetzt in einer Reihe mit der bekannten Insektenfundstelle Aix zu nennen ist.

Die bisher bei Brunstatt im plattigen Steinmergel (mittl. Oligocän) gefundenen Insektenreste sind folgende:

I. Geradflügler.

Ein Vorderflügel einer grossen Schabe, der in Gestalt, Grösse und Aderverlauf dem einer *Periplaneta americana* FABR. sehr nahe steht. . . . . 1 Art.

1. Tageblatt der 58. Versammlung deutscher Naturforscher und Aerzte in Strassburg 1885. S. 386.

2. Diese Mittheilungen. Bd. I. Heft III. S. 164.

2. Wanzen.

1. *Fulgoridae*	2 Arten.
2. *Membracidae*	1 »
3. *Cicadellidae*	2 »
4. *Reduviidae*	1 »
5. *Lygaeidae*	7 »
6. *Cimicidae*	9 »
7. *Cydnidae*	8 »
8. Noch nicht untergebracht ungefähr	10 »
Zusammen	40 Arten.

3. Käfer.

1. *Apionidae*	
Apion	2 Arten.
2. *Curculionidae*	
Ceutorhynchus	3 »
Smicronyx	1 »
Cryptorhynchus	1 »
? *Cleonus*	1 »
Curculionites	1 »
3. *Bruchidae*	
Bruchus	1 »
4. *Chrysomelidae*	
Cassida (1 von Zimmersheim)	4 »
Oreina	1 »
Haltica	1 »
Lema (von Riedisheim)	1 »
Otiorhynchus	1 »
Chrysomelites	1 »
5. *Cerambycidae*	
?	1 »
6. ? *Scarabaeidae*	
? *Ammoecius*	1 »
Zu übertragen	21 Arten.

STANFORD LIBRARIES

	Uebertrag	21 Arten.
7.	***Buprestidae***	
	Anthaxia	1 »
8.	***Nitidulidae***	
	?	1 »
9.	***Staphylinidae***	
	Stenus	1 »
	?	1 »
10.	***Carabidae***	
	Harpalus	1 »
	Bembidium	1 »
	Molops	1 »
	?	1 »
	Zusammen	29 Arten.

4. Fliegen.

Die Gattungen *Bibio, Protomyia, Mycetophila,* ? *Ctenophora* sind mit je 2—3 Arten vertreten.

Zusammen . . . . . 10 Arten.

5. Immen.

Aus den Gattungen *Formica* und *Attopsis* sind zusammen 5 verschiedene Arten vorhanden.

Von Netzflüglern liegen nur undeutliche Reste (*Termes*) vor, von Schmetterlingen ist bis jetzt nichts bei Brunstatt gefunden worden.

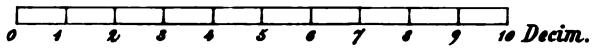
Die Anzahl der oben erwähnten Insektenarten beträgt 85, doch kann ich die insgesammt in meiner Sammlung vorhandenen wohl auf 100 schätzen, welche Zahl sich bis zur Fertigstellung meiner Arbeit, wie ich hoffe, noch bedeutend steigern wird.

Mülhausen i. E., 20. April 1889.

STANFORD University

Fig. 1.

e Zufluss. a Abfluss.



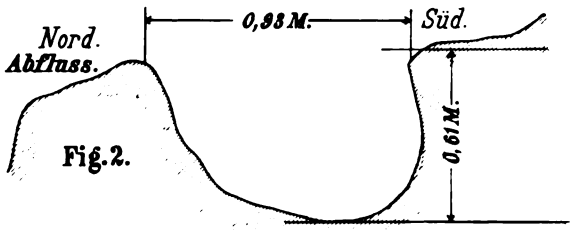


Fig. 2.

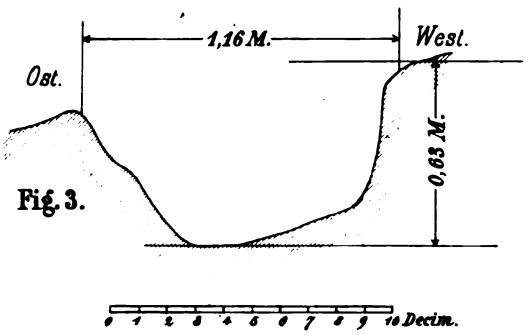


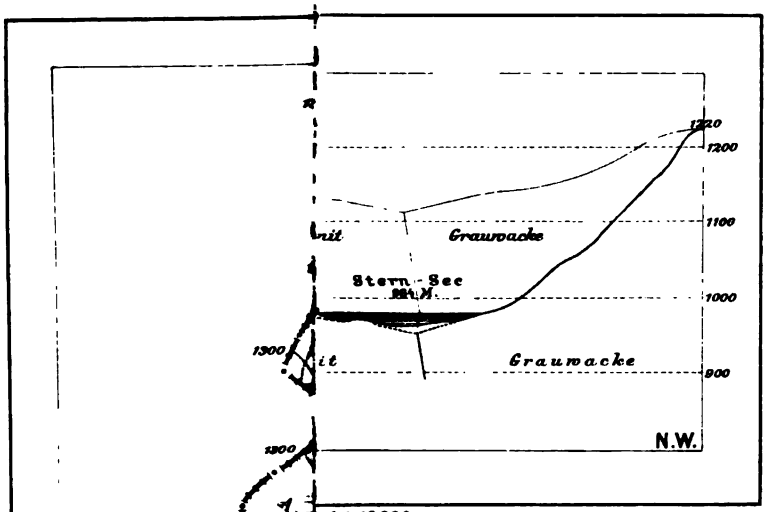
Fig. 3.

Gletschertopf aus dem Alfeld bei Sewen.

Strassb. Druckerei, vorm. R. Schultz & C.ie

STANFORD University

Fig. 3.



1 : 10000.

n zu Fig. 1.

Alluvium im Schiessrothrieth. (Sand, Grus.)

ete Diluvialablagerung unterhalb des Rieths, stellen-

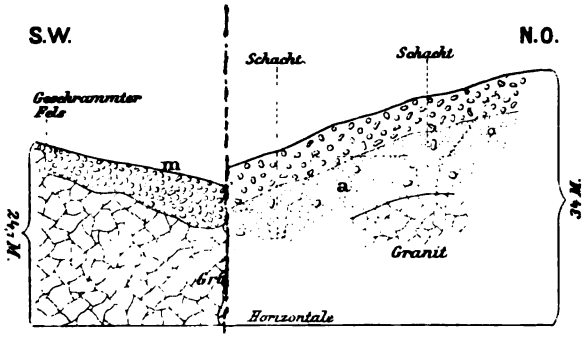
nne Decke dem Granit auflagernd.

iluvialablagerung daselbst.

r Wurmsa unterhalb des Fischbödle.

obachtete Schneefelder.

(Rieth-Wasen).



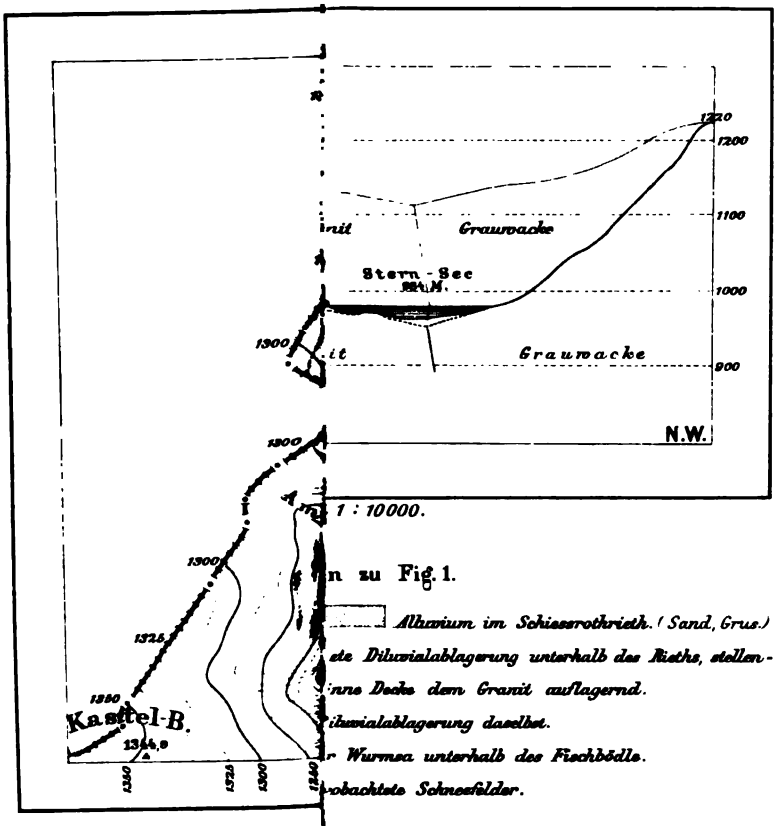
a Geschichteter Gruben. c Kleines Sandlager auf m

Torflage.

Berliner lithogr. Institut.

STANFORD Libraries

Fig. 3.



n zu Fig. 1.

Alluvium im Schiesrothrieth. (Sand, Grus.)

ete Diluvialablagerung unterhalb des Rieths, stellen-

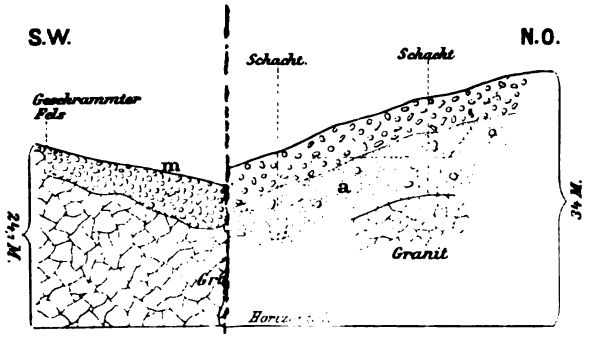
inne Decke dem Granit auflagernd.

ibuvialablagerung daselbst.

r Wurmsa unterhalb des Fischbödle.

obachtete Schneefelder.

(Rieth-Wasen).



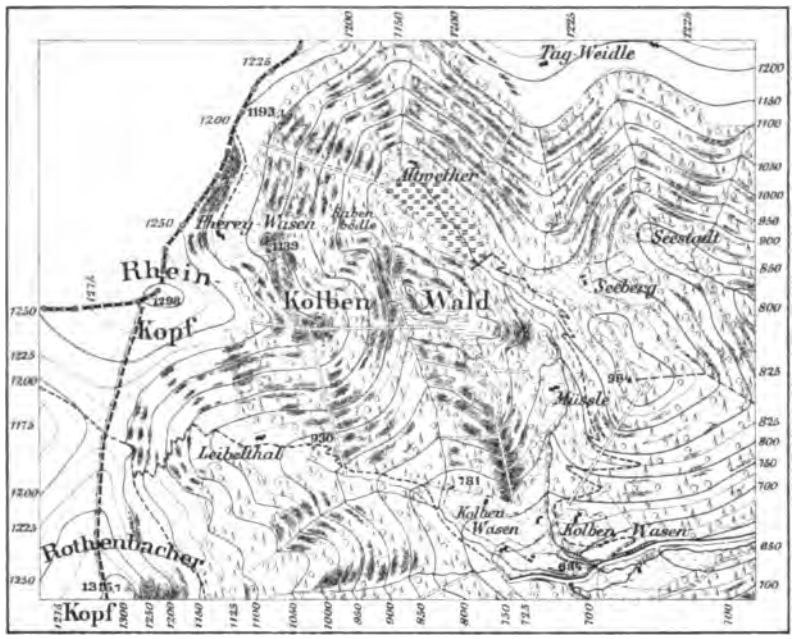
a Geschichteter Gyps. c Kleines Sandlager auf m

Torflage.

Berliner lithogr. Institut

STANFORD LIBRARIES

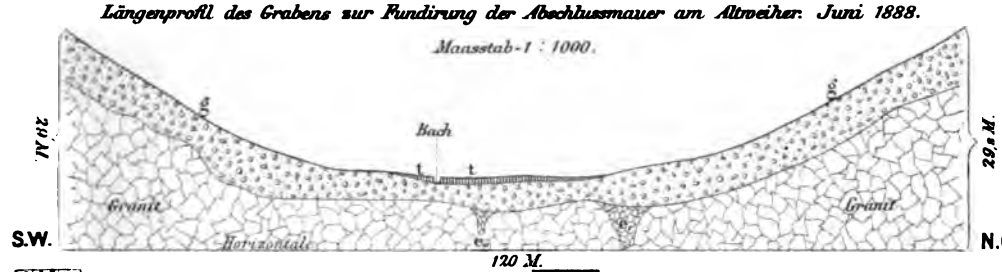
Fig. 1.



—— *Abschlussmauer am Altweiher.* *Torflager im Altweiher.*

Fig. 2.

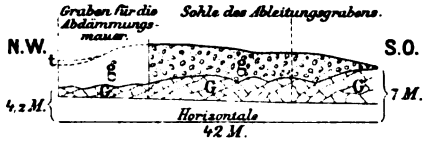
Längenprofil des Grabens zur Fundirung der Abschlussmauer am Altweiher. Juni 1888.



Ungeschicht. Granitsand m. gerund. Granittrümmern. *Torf.* e, e$_1$ *Verwitt. Granit m. Ersausscheidungen.*

Fig. 3.

Längenprofil des Ableitungsgrabens zum Wasserbehälter im Altweiher. Juni 1888. Maasstab 1 : 1000.

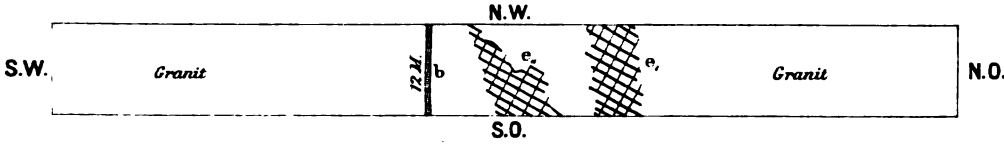


G - *Granit, durch zwei sich rechtwinklig kreuzende Systeme von Absonderungsflächen regelmässig zerklüftet.*

g *und* t *wie in Fig. 2.*

Fig. 4.

Erzvorkommen am Altweiher. Maasstab 1 : 1000.



b - *Bach.* e, e$_1$ *Verwitterter Granit mit Ersausscheidungen.*

Berliner lithogr. Institut.

STANFORD Libraries

	Preis. ℳ
Bd. IV. Heft 1. W. Deecke, Die Foraminiferenfauna der Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* im Unter-Elsass. Mit 2 litogr. Tafeln. 1884	3,00
Heft 2. A. Andreae, Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsass. Mit 2 photogr. Tafeln. 1884	5,00
Heft 3. A. Andreae, Die Glossophoren des Terrain à chailles der Pfirt. Mit einer photogr. Tafel. 1887	3,00
Heft 4. O. Schlippe, Die Fauna des Bathonien im oberrheinischen Tieflande. Mit 8 Tafeln in Lichtdruck	12,00
Heft 5. G. Meyer, Die Korallen des Doggers von Elsass-Lothringen. Mit 6 lithogr. Tafeln. 1888	4,00

B. Mittheilungen der Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen.

Bd. I. 4 Hefte (à ℳ 1,25; 1,50; 2,50 u. 1,50)	6,75

---

b. Verlag der Simon Schropp'schen Hof-Landkarten-Handlung (J. H. Neumann) Berlin.

A. Geologische Specialkarte von Elsass-Lothringen im Maasstab 1 : 25000. Mit Erläuterungen.

(Der Preis jedes Blattes mit Erläuterungen beträgt ℳ 2.)

Ausgabe von 1887. Blätter: Mouneren und Gelmingen.
Ausgabe von 1889. Blätter: Sierck, Merzig, Gross-Hemmersdorf, Busendorf, Bolchen, Lubeln.

B. Sonstige Kartenwerke.

Geologische Karte der Umgegend von Strassburg mit Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse, aufgenommen von Dr. E. Schumacher. 1883. Mit Erläuterungen. Maasstab 1 : 25000.	3,00
Geologische Uebersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen, im Maasstab 1 : 80000. Aufgenommen von E. W. Benecke, G. Meyer, E. Schumacher, G. Steinmann, Br. Weigand und L. van Werveke. Mit Erläuterungen, bearbeitet von E. Schumacher, G. Steinmann und L. van Werveke. Mit einer Profiltafel und einer Uebersichtskarte der Verwerfungen des mesozoischen Gebirges in Lothringen, Luxemburg und den angrenzenden Gebieten der Rheinprovinz. 1886—87	5,00
Uebersichtskarte der Eisenerzfelder des westlichen Deutsch-Lothringen. Mit einem Verzeichniss der Erzfelder. 1886—87.	1,00
Geologische Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogthums Luxemburg, Maasstab 1 : 80000. Aufgenommen von Dr. L. van Werveke. Erläuterungen von demselben, mit einer Profiltafel und einer Uebersichtskarte der Verwerfungen des mesozoischen Gebirges in Lothringen, Luxemburg und den angrenzenden Gebieten der Rheinprovinz. 1886—87	4,00

Inhalt.

Seite.

Mittheilungen aus der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen. Von Dr. LEOPOLD VAN WERVEKE . . . . . I—X

Glacialerscheinungen im Dollerthale. Von Herrn W. DEECKE in Greifswald 1

Geologische Beobachtungen in den Hochvogesen. Von Herrn E. SCHUMACHER in Strassburg. Mit Tafel I—IV. 18

Nachtrag zur diluvialen Säugethierfauna von Vöklinshofen im Ober-Elsass. Von Herrn Dr. L. DÖDERLEIN in Strassburg. 75

Zur Verbreitung des Sandlöss im Elsass. Von Herrn E. SCHUMACHER in Strassburg 79

Vorläufige Mittheilung über die Insekten des «Plattigen Steinmergels» von Brunnstatt. Von Herrn Dr. B. FÖRSTER in Mülhausen i. E. 101

54 438
-31
66 . 9
Alsace-Lorraine. Geologische Landesanstalt.
STANFORD LIBRARY
JUL 3 1953
DOCUMENT LIB.

Mittheilungen

der

Commission

für die

Geologische Landes-Untersuchung

von

Elsass-Lothringen.

Band II. — Heft II.

Mit 1 lithographischen Tafel und 2 Tabellen.

STRASSBURG ¹/E.

Strassburger Druckerei und Verlagsanstalt,

vormals R. Schultz u. Comp.

1889.

Preis des Heftes: Mark 1,75.

Veröffentlichungen

der Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen.

---

a. Verlag der Strassburger Druckerei u. Verlagsanstalt.

A. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen.

		Preis. ℳ
Bd. I.	Heft 1. Einleitende Bemerkungen über die neue geologische Landes-Aufnahme von Elsass-Lothringen. — Verzeichniss der geologischen und mineralogischen Literatur, zusammengestellt von E. W. Benecke und H. Rosenbusch. 1875.	3,25
	Heft 2. H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Mit einer geol. Kartenskizze und zwei lithographirten Tafeln. 1877. .	12,40
	Heft 3. P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Mit einer geologischen Kartenskizze und zwei Profilen. 1877.	5,00
	Heft 4. E. W. Benecke, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Mit zwei geologischen Kartenskizzen und sieben lithographirten Tafeln. 1877.	16,80
	Ergänzungsheft. E. Schumacher, Geologische und mineralogische Literatur von Elsass-Lothringen. Nachtrag zu dem oben genannten Verzeichniss und Fortsetzung desselben bis einschliesslich 1886. 1887	3,00
Bd. II.	Heft 1. W. Branco, Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Mit Atlas von 10 lithogr. Tafeln. 1879	6,00
	Heft 2. H. Haas und C. Petri, Die Brachiopoden der Juraformation von Elsass-Lothringen. Mit einem Atlas von 18 lithogr. Tafeln. 1882	12,80
	Heft 3. A. Andreae, Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. Mit Atlas von 12 lithogr. Tafeln. 1884.	10,60
Bd. III.	Heft 1. G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Mit einer Kartenskizze und Profilen. — G. Meyer, Beitrag zur Kenntniss des Culm in den südlichen Vogesen. Mit einer Kartenskizze und Profilen. 1884.	5,00
	Heft 2. A. Osann, Beitrag zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen. Mit einer Tafel in Lichtdruck. 1887.	3,00
	Heft 3. E. Cohen, Geologische Beschreibung des oberen Weilerthales. Mit einer geologischen Uebersichtskarte des Gebietes. 1889.	6,00
	Heft 4. O. Jaekel, Die Selachier aus dem oberen Muschelkalk Lothringens. Mit 4 Tafeln in Lichtdruck. 1889	4,00

Das Rothliegende des Breuschthales.

Von

H. BÜCKING in Strassburg i. Els.

Die Grauwacken, Conglomerate und Schiefer des Breuschthales, welche nach den im letzten Jahre durchgeführten Untersuchungen, wenigstens zum Theil, devonisches Alter besitzen, werden — mit deutlicher Discordanz — von Rothliegendem überlagert. Dieses erreicht westlich von Oberhaslach an dem östlichen und südlichen Abhang des Schneeberges und seiner Ausläufer, zumal in der Umgegend der Nideck, nordwestlich von der Linie Urmatt —Lützelhausen und in dem Thalkessel zwischen dem kleinen Donon und dem Mutzigfelsen eine grosse Verbreitung.

Die Entwicklung des Rothliegenden in der Umgegend von Lützelhausen ist bereits in den «Geognost. Umrissen der Rheinländer», Bd. I. Essen 1825, S. 144 pp., von OEYNHAUSEN, DECHEN und LA ROCHE, zum Theil auf Grund von Mittheilungen von VOLTZ, eingehender erörtert worden. Indessen ist das damals gegebene Profil insofern nicht vollständig, als in dem Hangenden des dort erwähnten Porphyrs noch ein mächtiges Schichtensystem — allerdings erst entfernter von Lützelhausen besser aufgeschlossen — folgt, welches seinem ganzen Charakter nach zu dem Rothliegenden hinzugerechnet werden muss.

In dem vollständigen Profil lassen sich nach den bis jetzt von mir angestellten Beobachtungen von unten nach oben folgende Horizonte feststellen:

1) Porphyrtuffe, weisse, rothe und violette, zum Theil bunt gefleckte und geflammte Varietäten mit einander wechsellagernd, nach oben und unten auch wohl breccienartig und conglomeratisch entwickelt, seltener schieferthonähnlich oder durch Aufnahme von reichlichen Quarzkörnern in einzelnen Bänken sandsteinartig. Die Mächtigkeit der in mehreren Steinbrüchen, zumal bei Lützelhausen

und im Luttenbachthal unweit der Nideck, aufgeschlossenen Abtheilung beträgt nach ungefährer Schätzung 60 bis 130 m.

2) Porphyrconglomerate und -breccien, neben vorwaltenden Porphyrgeröllen auch Geschiebe von Granit, zuweilen in grosser Zahl (z. B. bei Heydey östlich von Lützelhausen), und von Quarzit enthaltend, wechsellagernd mit wenig mächtigen Lagen von Arkosen, Tuffen und Sandsteinen, von einer im Allgemeinen zwischen 20 und 200 m schwankenden Mächtigkeit. Die letztere ist mehr im südlichen Theil des Gebietes zu beobachten, die geringere nördlich vom Haselbach in der Nähe der Ruine Nideck und im Luttenbachthal, woselbst die Porphyrtuffe, allerdings vielfach conglomeratisch ausgebildet oder mit Conglomeraten wechsellagernd, bis zu 130 m mächtig werden.

3) Porphyrdecke, vorwiegend aus rothbraunem Quarzporphyr bestehend, der im Allgemeinen sehr wenig fest und widerstandsfähig ist, und in den Erosionsthälern — abgesehen von der prachtvollen Felsbildung, auf der sich die Ruinen der Burg Nideck erheben — gewöhnlich nur in kleineren, wenig ansehnlichen Klippen hervortritt. An einzelnen Stellen ist er blasig ausgebildet, an anderen durch Aufnahme einzelner Bruchstücke des gleichen Porphyrs in gewissen Lagen conglomeratisch entwickelt und dann zugleich dünnplattig bis schieferig. Im Ganzen hat es den Anschein, als ob die Porphyrdecke, deren Mächtigkeit in der Regel zwischen 60 und 150 m schwankt, an einzelnen Stellen wohl auch noch grösser werden kann, durch sehr viele und meist nur unbedeutende, aber verhältnissmässig rasch aufeinanderfolgende Porphyrergüsse entstanden sei. Die geringe Mächtigkeit der jedesmal geförderten Eruptivmassen ermöglichte eine leichtere Zerstörung oder Regenerirung des Gesteins; daher die Aehnlichkeit mancher dieser Porphyre mit nachträglich verfestigten Porphyrbreccien und -conglomeraten.

Die grauen, bald mehr plattig, bald mehr prismatisch abgesonderten Porphyre sind nur durch ihre Farbe, welche, zum Theil wenigstens, secundärer Entstehung ist, ausgezeichnete Abarten des gewöhnlichen Porphyrs.

4) Porphyrconglomerate und -breccien, den unter 2) erwähnten ähnlich und vorwiegend aus dem Material des unter 3)

STANFORD

genannten Porphyrs bestehend, im Ganzen bis zu etwa 60 m mächtig, wechsellagernd mit mürben Arkosen, grandigen und grobsandigen Lagen und einzelnen wenig mächtigen Bänken von rothem Schieferthon.

Die Zone 4) ist insbesondere im Gebiet nordöstlich vom Forsthaus Kappelbronn, etwa 4 km nördlich von Lützelhausen, und in dem Nideckkessel entwickelt, dagegen im Thalgebiet des Katzenbachs, östlich vom kleinen Donon und Kohlberg, nur wenig mächtig und nordwestlich von Lützelhausen am Fusse des Langenbergs gar nicht vorhanden bezw. aufgeschlossen und deshalb von Voltz, Dechen pp. übersehen worden.

Die unebene, stark wellige Beschaffenheit, welche die Oberfläche der Porphyrdecke 3) zu der Zeit besass, als sich die Schichten 4) ablagerten, ist die Ursache, dass in dem von tiefen Erosionsthälern durchfurchten Nideckkessel an vielen Stellen der Porphyr 3) klippenartig oder in Form von langgestreckten Rücken mitten aus dem Porphyrconglomerat 4) hervorragt. Solche Porphyrriffe könnte man sehr leicht als jüngere, dem Conglomerat 4) eingeschaltete Porphyrdecken ansehen; doch würde eine solche Deutung nach den bis jetzt gemachten Beobachtungen, z. B. nach den Aufschlüssen in dem vom Urmatter Wasserfall nach dem Katzenberg in westlicher Richtung ansteigenden Thal des Tiefenbächels, nicht gerechtfertigt sein.

5) Feinkörnige, arkoseartige Sandsteine von hellrother bis braunrother Farbe, gewöhnlich dünnplattig und von vielen senkrechten Absonderungsklüften durchzogen, hier und da mit deutlicher übergreifender Schichtung (sogenannter discordanter Parallelstructur), sehr häufig wechsellagernd mit bis zu 20 m mächtigen Zwischenlagen von rothbraunen Schieferthonen, aber auch mit gröberen Arkosen, einzelnen bis 1 m mächtigen Bänken groben Sandsteins, grandigen Lagen und conglomeratisch entwickelten, Porphyrgerölle führenden Schichten.

Durch reichlicheres Auftreten der letzteren Bänke vollzieht sich nach unten hin, wie man in Aufschlüssen unweit des Forsthauses Weinbächel, in der Nähe von Gensburg und in der Umgebung des Forsthauses Nideck beobachten kann, ein allmählicher

Uebergang in die liegenden, unter 4) erwähnten Porphyrconglomerate und -breccien. Wo aber, wie in einem weit höheren Niveau, die conglomeratischen Bänke fehlen oder nicht aufgeschlossen sind, könnte man leicht die Sandsteine, wie das bisher gewöhnlich geschehen ist, als dem unteren Buntsandstein zugehörig ansehen, wenn nicht hier und da, wie z. B. in den Steinbrüchen an der Nideckstrasse zwischen Gensburg und Forsthaus Nideck und am Mittelbühl östlich von dem letztgenannten Forsthaus, die hochaufragenden Klippen des Porphyrs 3) bis in diese Sandsteine hineinreichen würden. Gewöhnlich wird man bei aufmerksamer Beobachtung grandige und breccienartige oder conglomeratisch ausgebildete Schichten in den Sandsteinen und Schieferthonen eingeschaltet auffinden, und in dem oberen Niveau auch Knauern von dolomitischem Aussehen neben Geschieben von Karneol und weissem Quarz. Solche dolomitische Knauern finden sich unter Anderm nahe an der oberen Grenze in dem vom Mutzigfelsen nach Gensburg herabziehenden Thale, dann in einer etwa 3 m mächtigen Zone ungefähr 40 m unter der oberen Grenze an der Nideckstrasse zwischen dem nunmehr abgetragenen Forsthaus Breitberg und dem vom Forsthaus Nideck nach Wangenburg führenden Fussweg, ferner in einem noch etwas tieferen Niveau an der neuen Sägemühle in Schneethal bei Wangenburg, sowie etwa 8 m unter der oberen Grenze an der Wasserscheide zwischen Wolfsthal und Wangenburg in mehreren, etwa 6, nur wenig von einander getrennten Bänken, welche einem 10 m mächtigen dunkelrothen, schüttigen Grand eingelagert sind. Dieser Grand bildet am Nord- und Ostabhang des Schneebergs, zwischen Engenthal und dem Pandurenplatz, allenthalben die oberste Lage dieser Abtheilung 5).

Ihre Gesammtmächtigkeit schwankt zwischen 20 (Umgebung des kleinen Donon) und 70 m (am Forsthaus Weinbächel); sie wird zwischen Gensburg und dem Forsthaus Nideck, in der Nähe des Pandurenplatzes und am Nordostabhang des Schneebergs bei Wangenburg noch weit grösser und mag hier an einzelnen Stellen bis zu annähernd 160 m anwachsen.

STANFORD LIBRARIES

Erst über diesen feinkörnigen thonreichen Sandsteinen, welche bisher zu dem unteren Buntsandstein gestellt worden sind, beginnt mit einer steileren Böschung der eigentliche Buntsandstein, dessen Mächtigkeit bis zum Hauptconglomerat am Schneeberg und am Mutzigfelsen etwa 340 m, am Kohlberg, östlich vom kleinen Donon, dagegen nur noch ungefähr 260 m beträgt. Die untere Abtheilung des Buntsandsteins am Schneeberg und den benachbarten Bergrücken setzt sich aus Sandsteinen zusammen, welche den Sandsteinen des Rothliegenden in der Farbe zwar ähnlich, aber etwas gröber als diese und ärmer an thonigem Bindemittel, daher auch mürber sind. Die Schieferthonzwischenlagen treten in ihnen mehr und mehr zurück, dafür stellen sich vereinzelte, in manchen Bänken auch zahlreiche Quarzgeschiebe ein, ferner eigenthümliche braungefleckte Sandsteine, welche gewöhnlich in grosser Zahl haselnussgrosse Nester locker verbundenen braunen Sandes enthalten, der bei dem Verwittern oder Anschlagen leicht herausfällt. Nach Analogie mit anderen Vorkommnissen kann man diese Sandnester als Auslaugungsreste kalk- bezw. dolomithaltiger Stellen ansehen und die Sandsteine den Kalkspath-Pseudomorphosen führenden anreihen.

Das ganze Aussehen dieser Sandsteine entspricht vollkommen dem derjenigen, welche jetzt nach dem Vorgange von Benecke und van Werveke als die untere Abtheilung des mittleren Buntsandsteins angesehen werden. Es würde demnach sowohl an der Nideck als nördlich am Schneeberg und südwestlich am Donon der untere Buntsandstein völlig fehlen und der sogenannte mittlere Buntsandstein, dessen untere Grenze am Nord- und Ostabhang des Schneebergs etwa mit der Feld- und Waldgrenze zusammenfällt, unmittelbar auf das bisher als unterer Buntsandstein angesehene Rothliegende folgen. Eine Discordanz zwischen Rothliegendem und Buntsandstein ist, bei den allerdings im Ganzen spärlichen Aufschlüssen, nicht zu beobachten.

Strassburg, Juli 1889.

STANFORD LIBRARIES

Zur Kenntniss des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen.

Von

Herrn **E. SCHUMACHER** in Strassburg.

Mit Tafel V und zwei Tabellen.

Das Gebiet, auf welches sich die nachfolgenden Mittheilungen beziehen, reicht im Süden bis an die Nordgrenze des Elsass gegen Lothringen, im Norden bis an die Grenze Lothringens gegen die Pfalz. Nach Westen ist es durch den Steilanstieg des Muschelkalks zwischen Rahlingen und Erchingen und endlich gegen Osten durch die Buntsandsteinmassen des Bitscher Landes begrenzt. In diesem Theile des Reichslandes erreicht der untere Muschelkalk nicht bloss seine grösste Mächtigkeit, sondern ist auch durch zahlreiche, meist natürliche Aufschlüsse der Untersuchung am besten zugänglich. Hunderte von Wasserrissen, sog. Klammen, deren manche eine beträchtliche Länge erreichen und 5—10 m tief einschneiden, gestatten hier, indem die Gehänge nicht zu steil und die Verrutschungen in Folge dessen nicht zu bedeutend sind, die Aufeinanderfolge der einzelnen Bänke und Schichtencomplexe in einer Weise zu verfolgen, wie es nicht in vielen Verbreitungsgebieten des unteren Muschelkalks möglich sein dürfte. Zwar entblösst keiner der vorhandenen Aufschlüsse die ganze Schichtenfolge dieser Formation von der untersten bis zur obersten Bank; doch ist in der Schlanglinger Klamm bei Eschweiler unweit Wolmünster und in den Wegeinschnitten oberhalb derselben ein fast vollständiges Profil des unteren Muschelkalks aufgeschlossen, und eben so schöne, wenn auch etwas weniger vollständige Profile wie hier kann man in der weiteren Umgebung von Wolmünster mehrfach sehen. Fast sämmtliche der unten unterschiedenen Zonen

konnten in mehreren Aufschlüssen derart untersucht werden, dass sich Mächtigkeit und Reihenfolge der einzelnen Bänke genau feststellen liessen.

Eine grössere Anzahl Profile wurde theils direct mit dem Metermaass theils, soweit letzteres nicht ausführbar, mit Hilfe eines sehr guten Aneroïdbarometers ausgemessen. Auf letzterem Wege erhält man bei nur einmaliger Messung auch unter Anwendung aller Vorsicht hin und wieder ziemlich rohe Annäherungswerthe. Es wurden deshalb, um die Fehler der Einzelmessungen möglichst auszugleichen, sämmtliche in dieser Weise untersuchten Profile, soweit barometrische Bestimmungen erforderlich waren, mehrmals durchgemessen und die erhaltenen Durchschnittswerthe in Anrechnung gebracht. Da das Gebiet gleichzeitig im Maassstab von 1:25000 geologisch kartirt wurde, so liessen sich mancherlei Unsicherheiten und Irrthümer, welche bei der Deutung der einzelnen Profile und bei ihrer Vergleichung unter einander sonst schwer zu umgehen gewesen wären, vermeiden. Da sich ferner das Fallen der Schichten durch das Kartiren ergab, so konnte auch in den Fällen, wo die Profillinien nicht genau oder annähernd mit der Streichrichtung der Schichten zusammenfallen, mithin die gemessenen Höhenabstände, in welchen die einzelnen Bänke an der Oberfläche ausstreichend gefunden wurden, nicht der Mächtigkeit der einzelnen Schichtencomplexe entsprechen, letztere abgeleitet werden.

Aus der Vergleichung der Profile ergab sich das Vorhandensein einer ganzen Reihe petrographisch und paläontologisch gut charakterisirter Bänke, welche mit grosser Regelmässigkeit in fast genau gleichen Abständen von einander wiederkehren und deshalb als leitende, in ganz bestimmten geologischen Niveaus auftretende Horizonte angesehen werden müssen. Wenn einzelne dieser Bänke augenscheinlich häufig aussetzen, um in einiger Entfernung wieder in dem gleichen Niveau einzusetzen, so ist es gerade bei den wichtigsten ausser allem Zweifel, dass dieselben durchgehen. Sie werden nur bisweilen etwas dünner oder ändern ihren gewöhnlichen Charakter ein wenig, so dass sie dann hin und wieder wohl einmal übersehen werden können. Auf Grund

STANFORD LIBRARIES

der gemessenen Profile und der zahlreichen Einzelbeobachtungen, zu welchen die Kartirung des Gebietes Gelegenheit gab, war es möglich, eine im wesentlichen wohl erschöpfende Gliederung festzustellen.

Bei der Aufnahme jener wurden die einzelnen Bänke möglichst nach Versteinerungen abgesucht, wodurch ein ziemlich umfangreiches Material von paläontologischen Belegstücken zusammengebracht wurde. Eine genauere Durchsicht desselben wird jedenfalls etwas vollständigere Listen der in den verschiedenen Zonen auftretenden Versteinerungen ergeben als die unten mitgetheilten. Für den Zweck dieser Arbeit schien es hinreichend, die durch massenhaftes Vorkommen ausgezeichneten oder aus anderen Gründen besonders wichtigen Versteinerungen, deren Bestimmung Herr Professor BENECKE zu besorgen die Freundlichkeit hatte, zu berücksichtigen.

Von den aufgenommenen Profilen sollen die besten und vollständigsten an anderer Stelle oder auch in einem etwaigen späteren Nachtrag zu diesem Aufsatz mitgetheilt werden.

Das auf Taf. V beigegebene graphische Schema sowie die auf Tabelle 1 zusammengestellte Uebersicht, welche auf Grund der Profile ausgeführt sind, können hier als Ersatz für letztere dienen. Die auf der Tafel gewählte Art der Darstellung soll mit der petrographisch-paläontologischen Entwicklung zugleich das charakteristische topographische Auftreten der einzelnen Zonen zum Ausdruck bringen. Die Schichten sind in der Richtung des Einfallens, welches im allgemeinen nach Westnordwest geht, durchschnitten gedacht. Zeichnet man sich in dieser Weise ein Profil etwa in der Gegend nordwestlich von Breidenbach, woselbst auf dem Plateau noch die Schichten der obersten Zone des unteren Muschelkalks, wenn auch nicht mehr ganz vollständig, vorhanden sind, während bei Breidenbach selbst der Buntsandstein im Thal ausstreicht, so erhält man ein ganz ähnliches Bild für das topographische Auftreten der einzelnen Zonen wie auf Taf. V, wenn das auf letzterer angewendete Verhältniss von Höhe zu Länge, 6:1, zu Grunde gelegt wird. Eine beträchtliche Ueberhöhung war bei diesem Schema nöthig, um die Mächtigkeiten der wich-

tigsten Bänke deutlich genug zum Ausdruck bringen zu können, ohne der Tafel deshalb eine zu bedeutende Länge geben zu müssen.

Entsprechend der durch die Arbeiten von Weiss[1] und Benecke[2] begründeten Auffassung beginne ich den unteren Muschelkalk unseres Gebietes mit jenen noch stark sandigen Schichten, welche auf die als «Voltziensandstein» bezeichnete, an Pflanzenresten reiche Abtheilung des Buntsandsteins folgen, und rechne zu demselben die Gesteine bis aufwärts zu den bunten, gipsführenden Mergeln, welche der unteren Abtheilung der sog. Anhydritgruppe Alberti's entsprechen. Die zwischen den beiden letzteren Formationen, dem Voltziensandstein und den Mergeln des mittleren Muschelkalks eingeschlossene Schichtenfolge setzt sich aus thonigen, mergeligen, sandigen, kalkigen und dolomitischen Gesteinen zusammen, welche in mannichfaltiger, aber innerhalb gewisser Complexe regelmässig wiederkehrender Wechsellagerung mehrere petrographisch gut gegen einander abgegrenzte Zonen bilden. Diese machen sich schon topographisch durch die Oberflächengestaltung, welche sie bedingen, bemerklich.

Nehmen wir ein vollständiges Profil, wie es Taf. V unter Zugrundelegung der aus zahlreichen einzelnen Beobachtungen abgeleiteten Durchschnittsmächtigkeiten[3] zur Anschauung bringt,

---

1. E. Weiss. Die Entwickelung des Muschelkalks an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. — Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. 21, 1869, 837—849.

E. Weiss. Ueber die Gliederung der Trias in der Umgegend von Saarbrücken. — Leonhard u. Geinitz, Jahrb. Miner. 1869, 215.

E. Weiss. Erläuterungen zu den Blättern Dudweiler, Hanweiler, Saarbrücken, Gross-Hemmersdorf der geolog. Specialk. v. Preussen u. s. w., Berlin 1875—1876.

2. E. W. Benecke. Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. — Abhandl. zur geol. Specialk. v. Elsass-Lothringen, I, 4, Strassburg 1877. 579—590.

3. Von diesen als die normalen anzusehenden Mächtigkeiten weichen die in den einzelnen Profilen für die verschiedenen Schichtenabtheilungen ermittelten Mächtigkeitsmaasse fast durchweg nur unbedeutend ab. Wenn sich in ganz vereinzelten Fällen etwas grössere Abweichungen von dem normalen Verhalten ergaben, so beruhen dieselben möglicherweise weniger auf wirklich vorhandenen Unterschieden als vielmehr auf grösseren, manchmal schwer zu vermeidenden Messungsfehlern oder auch sogar auf kleineren Schichtenstörungen, welche sich namentlich in vorwiegend thonigen Complexen — die untere grössere Hälfte des unteren Muschelkalks besteht in unserem Gebiet

so sehen wir über dem oberen Buntsandstein, welcher mit seinen steilen, convexen Gehängen gleichsam den Sockel für die Masse des unteren Muschelkalks bildet, letzteren sich mit concaver Krümmung der Oberfläche zunächst mehr oder weniger sanft bis fast zur halben Höhe des Muschelkalkgehänges erheben. Dann folgt eine merklich steiler ansteigende Zone, und über dieser eine dritte noch steilere. Die Grenze zwischen den beiden letzteren wird oft noch besonders deutlich durch einen mauerartigen, 1—2 m hohen (im Profil zufolge der Ueberhöhung fast senkrecht erscheinenden) Absturz, welcher mit Unterbrechungen bisweilen über grössere Strecken an den Gehängen hin zu verfolgen ist, und welcher durch eine lang fortstreichende Zone von höchst unfruchtbaren, brach liegenden Aeckern bezeichnet zu sein pflegt. In den weitaus meisten Fällen sind allerdings an einem und demselben Gehänge nicht alle drei Zonen vollständig zu beobachten. Wo die Thäler noch in den Buntsandstein einschneiden, pflegt die oberste Zone bis auf die untersten Schichten abgewaschen zu sein. In diesem Falle ist der topographische Gegensatz zwischen den beiden obersten Zonen wegen der Nähe des Plateaus durch die Abwaschung verwischt, und es leitet jener Absturz. Im anderen Falle muss man oben auf dem Plateau eine gute Strecke gehen, um in die Mergel des mittleren Muschelkalks zu gelangen, welche in Folge der Abspülung als schmaler Keil auf den Schichten des unteren Muschelkalks auszulaufen pflegen, wie es auf Taf. V angedeutet ist.

Diese stets wiederkehrende Form der Gehänge ist der natürliche Ausdruck einer petrographischen Dreigliederung, welche der untere Muschelkalk unseres Gebietes aufweist; und da mit den petrographischen Verschiedenheiten zugleich paläonto-

---

vorwaltend aus weicheren, thonigen Gesteinen — leicht der Wahrnehmung entziehen. — Auf Taf. V. vertheilen sich die Mächtigkeiten ein klein wenig anders auf die einzelnen Abtheilungen als in der Tab. 1, indem bei der Zusammenstellung der letzteren mehrere nachträglich aufgenommene, ganz besonders gute Profile berücksichtigt wurden, welche für das bereits im Druck fertig vorliegende Schema, Taf. V, nicht mehr hatten benutzt werden können. Die in der Tabelle angegebenen Zahlen sind daher als die den Durchschnittsmaassen noch etwas genauer entsprechenden anzusehen.

logische Unterschiede Hand in Hand gehen, so kann man am naturgemässesten drei Hauptabtheilungen desselben unterscheiden, wovon die untere aus lockeren Mergeln und Thonen mit eingeschalteten sandigen Bildungen besteht, während sich die mittlere aus meist etwas festeren, schieferigen Mergeln (Mergelschiefern und dolomitischen Mergelschiefern) mit eingelagerten Dolomitbänken, die obere aus körnigen bis dichten Dolomiten und Kalken zusammensetzt. Die untere und obere Abtheilung lassen sich nochmals theilen. Erstere zerfällt in eine weniger mächtige, sandsteinreichere Unterabtheilung, welche sich in der Beschaffenheit der Gesteine sowie demzufolge auch in ihrem orographischen Auftreten theilweise noch eng an den obersten Buntsandstein anschliesst, und eine mächtigere sandsteinarme Unterabtheilung, während sich in letzterer, wie wir sehen werden, die tieferen, vorwaltend aus körnigen Gesteinen gebildeten von den höheren, wenig mächtigen, fast ganz aus dichten Gesteinen bestehenden Schichten scharf trennen lassen. Wir erhalten so in petrographischer Hinsicht fünf Zonen, deren wichtigere Verhältnisse auf Taf. V und Tabelle 1 in gedrängter, übersichtlicher Form darzustellen versucht worden ist. Ehe ich nun zur Besprechung der einzelnen Abtheilungen übergehe, möchte ich noch einige Bemerkungen über die Ausbildung des obersten Buntsandsteins, des Voltziensandsteins unseres Gebietes voranschicken, da bei der Beschreibung der tieferen Schichten des unteren Muschelkalks mehrfach auf dieselbe zurückzugreifen sein wird.

Der Voltziensandstein setzt sich wesentlich aus feinkörnigen, glimmerigen, mannichfach gefärbten, besonders braunrothen, weisslichen und gelblichen Thonsandsteinen zusammen, welchen hellgrünlichgraue und braunrothe, schieferige Thone in meist viel geringerer Mächtigkeit eingeschaltet sind. Sowohl die Sandkörner als auch die Glimmerschüppchen des Voltziensandsteins haben meistens weniger als $0{,}2-0{,}3$ mm im Durchmesser, während in den Sandsteinen der nächst tieferen Abtheilung des Buntsandsteins, der durchschnittlich viel grobkörnigeren sogenannten Zwischenschichten, der Durchmesser der Körner meist $0{,}2-0{,}5$ mm und nicht selten 1—2 mm beträgt. Wie man die Grenze gegen die

soeben genannten Zwischenschichten ziehen will, ist bis zu einem gewissen Grade willkürlich, da eine in bestimmtem Niveau wiederkehrende, durch besondere Beschaffenheit ausgezeichnete Grenzbank fehlt, der Uebergang aber zwischen den typischen Zwischenschichtengesteinen und den für den typischen Voltziensandstein bezeichnenden Gesteinsausbildungen in vielen Fällen mehr oder weniger allmählich stattfindet. Am zutreffendsten wird, wie dies besonders auch in mehreren guten, ausführlich aufgenommenen Profilen deutlich zum Ausdruck kommt, das Verhältniss der Zwischenschichten zum Voltziensandstein unseres Gebietes bezeichnet, wenn man zwischen beiden eine besondere, etwa 7,5 m mächtige Zone unterscheidet, deren Gesteine eine sehr wechselnde, bald an den typischen Voltziensandstein, bald an die typischen Zwischenschichten sich anschliessende Ausbildung besitzen und nur selten Pflanzenreste enthalten. Die weisslichen, grauen, gelblichen und braunrothen, zum Theil ganz dünnschiefrigen Sandsteine dieser Zone gleichen in manchen Profilen sowohl im Korn als auch im ganzen Habitus so durchaus den typischen Voltziensandsteinen, dass sie nach ihrer petrographischen Ausbildung nicht von denselben getrennt werden können. Nur die in den hellen, weisslichen und gelblichen Varietäten häufig auftretenden dünnen bräunlichen, etwas porösen Lagen sowie zu den Schieferungsflächen parallel eingelagerte graue und gelbliche flache Thongallen erinnern dann noch in sehr geringem Grade an die Zwischenschichtengesteine. In anderen Fällen sind die dunkleren, braunrothen Sandsteine vielfach etwas grobkörniger und zeigen ähnliche schwarzbraune Flecken sowie schmutzigviolette Thonhäutchen auf den Schichtungs- und Schieferungsflächen, wie sie für die Zwischenschichtensandsteine so charakteristisch sind. Würde man solche Profile für sich allein betrachten, so könnte man sich meist wohl nur für eine Zurechnung der betreffenden Gesteine zu den Zwischenschichten entscheiden. Aus der Vergleichung verschiedener Profile unter einander ergiebt sich aber, dass dieselben mit durchaus voltziensandsteinartigen Gesteinen anderer Profile in gleichem Niveau liegen. Da eine besondere Ausscheidung der Gesteine dieser Zone mit einigen Schwierigkeiten verknüpft sein

und übrigens keinen besonderen Werth haben würde, da sich dieselben ferner im ganzen und grossen doch enger an den Voltziensandstein als an die Zwischenschichten anschliessen, so sind sie bei der Kartirung zu ersterem gezogen worden. Der ganze Voltziensandstein erhält dadurch eine normale Mächtigkeit von 18,5 m, indem die Durchschnittsmächtigkeit der sogleich näher zu besprechenden Zone des typischen Voltziensandsteins 11 m beträgt.

Für den typischen Voltziensandstein, dessen Mächtigkeit zwischen 9 und 12 m schwankt, und welcher im allgemeinen wohl etwas weniger reich an Thoneinlagerungen ist als der soeben beschriebene Schichtencomplex, sind ausser braunrothen, violettrothen, weissen, grauen und gelblichen Färbungen noch ganz besonders hellviolette Farbentöne charakteristisch, welche nur hier vorzukommen scheinen. Die sandigen Gesteine sind fast durchweg sehr feinkörnig und werden häufig durch Anreicherung des Thongehaltes in bestimmten Lagen sowie durch zahlreiche, parallel zu den Schichtflächen eingelagerte Glimmerblättchen dünnschiefrig, so dass Sandsteinschiefer entstehen. Nur hin und wieder schieben sich etwas grobkörnigere, zwischenschichtenartige dünne Lagen ein. Pflanzenreste sind besonders in den obersten Bänken häufig und häufiger in den hellen, grauen, gelblichen und weissen Bänken als in den rothen. Auch in den Thonen fehlen sie nicht. An der Basis und in den obersten Bänken stellen sich in dünnen, bräunlichen, etwas porösen (wahrscheinlich ursprünglich dolomitischen) Lagen bisweilen auch thierische Versteinerungen ein, und es mögen dergleichen wohl in verschiedenen Niveaus hin und wieder vorkommen. Am häufigsten sind *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris* und *ovata*, *Modiola Credneri*, *Natica Gaillardoti*, *Pecten Albertii* und *Pleurotomaria Albertiana*. Einmal wurden auch deutliche Abdrücke von Trochiten nahe unter der Grenze gegen den unteren Muschelkalk beobachtet.

Den Abschluss bildet gewöhnlich eine wenige Decimeter bis 1 Meter mächtige Bank von braunrothem, schiefrigem Thon, welcher in äusserst dünnen Lamellen spaltet und auf den Spaltungsflächen zahlreiche feine Glimmerblättchen erkennen lässt. Dies ist der sogenannte Grenzletten (E. Weiss). Derselbe keilt jedoch

häufig aus, und es kommt vor, wie dies in einem Falle beobachtet wurde, dass die Grenze zwischen Voltziensandstein und unterem Muschelkalk mitten in einer Sandsteinbank verläuft, welche in ihrer unteren Hälfte den Charakter des Voltziensandsteins, in der oberen dagegen den der untersten Bank des Muschelkalks (der Trochitenbank) zeigt.

Nach diesen Vorbemerkungen können wir nun zur Besprechung der einzelnen, auf der Profiltafel zur Darstellung gebrachten Zonen des unteren Muschelkalks übergehen.

1. Sandig-thonige Schichten.

(Zu Abschnitt 1—5 sind Tab. 1 und Taf. V zu vergleichen.)

Sandsteine und Thone setzen diese, etwa 6—9 m mächtige Abtheilung fast ausschliesslich zusammen. Mergel treten nur gegen die obere Grenze derselben häufiger auf. Ueber die Thone ist wenig zu bemerken. Dieselben sind schiefrig, bald ziemlich fett, bald stark sandig, theils hellgraugrün, theils bräunlich und — was für diese Zone besonders charakteristisch ist — trübviolett (grau- bis braunviolett) gefärbt. Nur sehr selten kommen sie den braunrothen Thonen des Voltziensandsteins einschliesslich des Grenzlettens in der Färbung nahe; Verwechselungen mit diesen sind deshalb in den weitaus meisten Fällen bei einiger Aufmerksamkeit leicht zu vermeiden.

Die Sandsteine zeigen eine zweifache Ausbildung; sie sind theils thonig, theils dolomitisch. Die Thonsandsteine gleichen im Korn und zum grossen Theil auch in der Färbung durchaus denen des Voltziensandsteins, nur dass braunrothe Varietäten, welche dort so oft vorwalten, hier gänzlich fehlen. Besonders häufig treten dicht über der Buntsandsteingrenze geschlossene, zusammen bis über 2 m mächtige Bänke von weissem, grauem und gelblichem Thonsandstein auf, welche vielfach durch feine Häutchen von grauem Glimmer dünnplattig abgesondert und nur durch das Lager vom Voltziensandstein zu trennen sind. Die Trennung ist, wenn der Grenzletten fehlt, um so schwieriger, als gerade in diesen Bänken noch verhältnissmässig oft deutlich erhaltene

Pflanzenreste (*Voltzia, Equisetum*) auftreten. In gleicher Weise wie für die Thone sind auch für die Thonsandsteine dieser Abtheilung violette, ins Graubraune ziehende Farben besonders charakteristisch. Da die im Voltziensandstein so häufigen violetten Färbungen heller und reiner zu sein pflegen, ferner die hier in Rede stehenden Gesteine auf den Schieferungsflächen meist zahlreiche kleine, rundliche Tupfen von rostbrauner Farbe aufweisen, während dies bei den violetten Platten des Voltziensandsteins nur in sehr untergeordneter Weise vorkommt, so ist in den Fällen, wo es sich um violettgefärbte Sandsteine handelt, die Entscheidung darüber, ob man es mit Bänken aus den obersten Schichten des Buntsandsteins oder aus den untersten des Muschelkalks zu thun habe, bei einiger Uebung nicht schwierig. Eine bei den hellgefärbten, weissen und grauen Sandsteinen nicht selten wahrzunehmende Erscheinung, welche im Voltziensandstein fehlt, ist das Auftreten einer eigenthümlich schaligen, manchmal sehr regelmässig halbkugelförmigen oder ellipsoidischen Absonderung, welche ganz an die von Daubrée[1] aus den Sandsteinbrüchen bei Sulzbad beschriebene erinnert.

Während die Thonsandsteine häufig dicke Bänke bilden, treten die dolomitischen Sandsteine vorwaltend in dünneren Lagen auf. Sie sind, wenn noch nicht weit in der Verwitterung vorgeschritten, ziemlich hart und hellocker- bis bräunlichgelb gefärbt. Im ganz frischen Zustande, in welchem man sie jedoch fast nirgends mehr zu sehen bekommt, zeigen sie blaugraue Farbe. Sind aber die dolomitischen Bestandtheile, wie es sehr häufig der Fall ist, gänzlich ausgelaugt, so liegen, wenn der Dolomitgehalt beträchtlich war, dunkelbraune, höchst poröse und leicht zerreibliche (mulmige) Sandsteine vor, welche beim Betupfen mit Salzsäure durch Entwickelung von ziemlich starkem Chlorgeruch einen beträchtlichen Mangangehalt verrathen. Die dolomitreichen (bezw. mulmigen) Bänke sind gewöhnlich reich an Versteinerungen. Dies gilt ganz besonders von zwei trochitenführenden Bänken, welche

1. A. Daubrée. Description géologique et minéralogique du dép. du Bas-Rhin, Strasbourg 1852, p. 103; pl. 1, fig. 27; pl. 2, fig. 28.

in bestimmten Niveaus auftreten und durch eine charakteristische Vergesellschaftung von Fossilien ausgezeichnet, mithin als leitende Horizonte zu betrachten sind.

Die untere Trochitenbank lässt sich in fast allen besseren Aufschlüssen nachweisen. Sie entspricht offenbar dem von BENECKE beobachteten Trochitenbänkchen und liegt entweder unmittelbar auf dem Grenzletten auf oder wird, was weitaus häufiger ist, von demselben durch eine höchstens 0,4 m mächtige Bank von versteinerungsleerem hellfarbigem, seltener dunkelbraunem, mulmigem Sandstein, welcher vielfach in einen grauen, schiefrigen, gewöhnlich stark sandigen Thon übergeht, getrennt. Die Trochiten erfüllen die bis 0,9 m mächtige, hin und wieder durch dünne thonige Zwischenmittel in mehrere Lagen gespaltene Bank manchmal so dicht, dass eine wahre Echinodermenbreccie entsteht. In den porösen oder mulmigen Gesteinsvarietäten sind sie fast immer ausgelaugt. Sie haben dann die ihren Umrissen entsprechenden, mit einem feinen schwarzbraunen Mulm ausgekleideten Hohlräume hinterlassen. Da sie jedoch oft nur spärlich vorhanden und meist auffallend klein sind — ihr Breitendurchmesser beträgt gewöhnlich nur 1—3 mm und selten mehr als 1 cm —, so können sie in jenem Falle leicht übersehen und häufig nur nach der als äusserst feines Säulchen erhaltenen Ausfüllungsmasse des Nahrungskanals sicher gedeutet werden. Neben den Trochiten sind zierliche kleine Gastropoden, Bruchstücke von Saurierknochen, weissgebleichte *Lingula*-Schalen, *Myophoria vulgaris, laevigata* und *elegans, Lima striata, Mytilus vetustus, Ostrea complicata* und *spondyloides, Hinnites comptus, Gervillia socialis, Modiola Credneri, Pecten discites,* Stacheln von *Cidaris grandaeva,* wenngleich nicht überall häufig, so doch sehr bezeichnend. *Terebratula vulgaris* fand ich nur hin und wieder in einzelnen Exemplaren, und ebenso scheint *Spiriferina fragilis* SCHL. sp., welche ich an einigen Stellen sammelte, in dieser Bank selten zu sein. — Wo die Versteinerungen spärlich sind, leitet die eigenthümliche Ausbildungsweise der Schicht immer noch sehr gut und gestattet eine scharfe Bestimmung der Grenze zwischen dem Buntsandstein und dem unteren Muschelkalk auch dann, wenn der Grenzletten ausfällt. Schwierig wird das Erkennen der Grenze,

wenn gleichzeitig auch die Trochitenbank einmal auskeilt, was jedoch selten vorkommt.

Die obere Trochitenbank, deren Mächtigkeit zwischen 0,2 und 0,5 m schwankt, liegt meist 2,5—3 m über dem Grenzletten. Sie ist petrographisch ganz der unteren ähnlich, von welcher sie gewöhnlich mehr oder weniger dickbankige Thonsandsteine (die bereits erwähnten pflanzenführenden Sandsteine) mit eingeschalteten Thonen, seltener dolomitische Sandsteine mit Thonzwischenlagen trennen. Das Gestein derselben ist manchmal mehr ein sandiger Dolomit als dolomitischer Sandstein und erhält zuweilen durch grünlichgraue Thonhäute ein geflecktes Aussehen. Da die Bank augenscheinlich häufig auskeilt, so ist sie schwerer als die über dem Grenzletten zu verfolgen. Versteinerungen sind gewöhnlich noch reichlicher als in letzterer vorhanden. Am zahlreichsten sind wiederum kleine Trochiten, neben welchen jedoch zum Unterschied von der unteren Bank *Terebratula vulgaris* so häufig ist, dass man die obere Bank auch als Terebratelbank bezeichnen kann[1]. Unter den zahlreichen Versteinerungen, welche dieselbe sonst noch führt, seien als die häufigsten oder bezeichnendsten erwähnt: *Myophoria laevigata* und *vulgaris, Gervillia socialis, Lima lineata* und *striata, Mytilus vetustus, Pecten discites, Modiola Credneri, Hinnites comptus, Tellina anceps, Ostrea complicata* und *decemcostata, Spiriferina fragilis.* Letztere Art scheint nesterweise vorzukommen, so dass man sie an vielen Stellen gar nicht, an manchen Orten aber zahlreich antrifft. Das Vorkommen von *Spiriferina hirsuta* Alb. und *Myophoria curvirostris* Schl. konnte ich nur einmal mit Sicherheit feststellen.

Zerstreute Trochiten oder dünne Trochitenbänkchen kommen nun auch noch zwischen den beschriebenen beiden Trochitenbänken vor, ohne jedoch Bedeutung zu erlangen. Desgleichen treten in den geschlossenen, bis über 2 m mächtigen, häufig ziemlich harten, weil dolomitischen Sandsteinbänken, welche die sandig-thonige

1. Vergl. E. W. Benecke, a. a. O., S. 585 u. Taf. II, Fig. 2, in welcher die unterste der beiden mit c bezeichneten Terebratelbänke, etwa 4 m über dem Trochitenbänkchen Benecke's, unserer oberen Trochitenbank entsprechen dürfte, während die obere Bank c offenbar in unsere Abtheilung der Terebratelschichten gehört.

Abtheilung nach oben zu begrenzen pflegen, hin und wieder Trochiten mit anderen Versteinerungen zusammen in bestimmten Lagen auf. In einem Profil (grosse Klamm südöstlich vom Nassen-Wald bei Nassenwald, südlich von Wolmünster) fand sich etwa an der Grenze zwischen den sandig-thonigen und den mergeligen Schichten eine kaum 0,1 m mächtige Bank von sehr hartem, kieseligem, einige Glimmerschüppchen führendem Kalkstein mit einzelnen Trochiten und Knochensplittern sowie mit ziemlich zahlreichen Foraminiferen, deren Formen im Dünnschliff unter dem Mikroskop zum Theil recht scharf zu erkennen sind. Das Gestein zeigt im Innern eine hell- bis dunkelblaugraue, äusserlich dagegen eine von den Schichtflächen und Klüften aus mehrere cm tief eindringende hellbräunliche Färbung. Die bläuliche Farbe schneidet ziemlich scharf gegen die bräunliche ab und ist durch winzige, erst bei stärkerer Vergrösserung deutlicher wahrnehmbare undurchsichtige Körner bedingt, deren Formen, soweit sie bei der feinen Zertheilung genauer zu erkennen sind, und deren Färbung bei auffallendem Lichte auf Schwefelkies hindeuten. Letzteres Mineral ist, da sich die Körner nicht in Salzsäure, dagegen in Salpetersäure unter Bildung von Schwefelsäure lösen, in der That als färbender Bestandtheil des frischen Gesteins zu betrachten. Durch Umwandlung in Eisenoxydhydrat, welches im Dünnschliff zahlreiche kleine Flecken bildet, entsteht die bräunliche Färbung der äusseren Zone.

Uebrigens tritt in dem soeben erwähnten Profil bereits in der Mitte der sandig-thonigen Abtheilung, also etwa im Niveau der oberen Trochitenbank, eine ganz ähnliche Bank von Foraminiferen führendem, kieseligem, weisse Glimmerschuppen enthaltendem Kalkstein auf. Dieselbe ist 0,2 m mächtig und ist noch ärmer an Trochiten als die soeben beschriebene. Daneben kommt *Myophoria vulgaris* vor.

Die Foraminiferen stellen weitaus vorwiegend sehr regelmässig in einer Ebene oder auch etwas unregelmässiger, knäuelartig aufgerollte Formen mit niedrigen Umgängen, deren an einem besonders gut und vollständig erhaltenen Exemplar 6—7 gezählt werden konnten, dar. Neben diesen sind in den mir vorliegenden Gesteinsschliffen nur noch ganz vereinzelte, bogenförmig gestreckte

Formen mit einreihig angeordneten kugeligen Kammern zu beobachten. Nach Herrn Professor G. Steinmann in Freiburg, welcher die Freundlichkeit hatte, die Schliffe durchzusehen, gehören die ersteren zu *Cornuspira*, die letzteren zu *Dentalina*. Jene sind, wie mir Herr Professor Steinmann freundlichst mittheilt, mit Cornuspiren aus den blaugrauen Mergeln der Nodosus-Schichten des Hauptmuschelkalks bei Maizeroy im Nied-Thale identisch oder doch jedenfalls sehr nahe verwandt; mit den Cornuspiren des Thüringer Schaumkalks (*Ammodiscus incertus* bezw. *Trochammina*: J. G. Bornemann, Beiträge zur Kenntniss des Muschelkalks u. s. w. in Thüringen. Jahrbuch der Kgl. preuss. geolog. Landesanstalt f. 1885, Berlin 1886, S. 291—293, Tf. XIII, Fig. 1, 2, 3, 4, 5) scheinen sie selbst in den kleinsten Merkmalen übereinzustimmen[1].

Ehe wir nun zur Besprechung der nächst höheren Abtheilung übergehen, sei noch erwähnt, dass nach G. Bleicher[2] auch in Französisch-Lothringen über den (unserem Voltziensandstein entsprechenden) pflanzenführenden feinkörnigen Thonsandsteinen des grès bigarré überall ein bis mehrere Bänke von dolomitischem Sandstein mit reicher mariner Fauna auftreten, welche auch dieser Forscher augenscheinlich schon als die Basis des Muschelkalks «Muschelsandstein des géologues allemands» aufzufassen geneigt ist. Offenbar entsprechen diese Bänke unserer unteren Trochitenbank. Da letztere auch in der Pfalz und im Elsass (Benecke, a. a. O., S. 563) beobachtet ist, so ersieht man hieraus, dass die Trochitenzone einen weit durchgehenden Horizont bildet.

Hervorzuheben wäre dann etwa noch der ausserordentlich rasche Wechsel der Gesteine dieses Complexes in horizontaler Erstreckung, welcher ganz an die von Daubrée und Benecke aus dem Elsass beschriebenen Verhältnisse der über den pflanzenreichen Schichten des Buntsandsteins (dem Voltziensandstein) auftretenden Gesteine erinnert. In den Einschnitten langsam ansteigender Wege ist dieses Verhalten recht gut zu beobachten.

1. Vergl. auch W. Frantzen, Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Theile von Thüringen u. s. w. — Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1887, Berlin 1888, Taf. I, Fig. 1.

2. Bleicher. Guide du géologue en Lorraine. Paris 1887, p. 34, 35.

Meterdicke Bänke von Thonsandstein sieht man hier manchmal auf eine Entfernung von 10—20 m in sandig-thonige Schiefer und diese ebenso schnell wieder in reine blätterige Thone übergehen, während die darüber oder darunter folgende Thonbank vielleicht umgekehrt in demselben Verhältniss sandig wird. Dabei bleibt jedoch der Gesammtcharakter des Profils in den verschiedenen Vertikalschnitten wesentlich der gleiche, wie es auch auf Taf. V zum Ausdruck kommt. In derselben sind, soweit es sich um die fragliche Zone handelt, die Beobachtungen aus zahlreichen Profilen in der Weise verwerthet, dass man an den meisten Stellen einen irgendwo thatsächlich beobachteten Durchschnitt erhält. Ein derartiges Verfahren ergiebt in dem vorliegenden besonderen Falle gerade ein den wirklichen Verhältnissen sehr nahe kommendes Bild, wobei nur bezüglich der Horizontalausdehnung der einzelnen Bänke im Vergleich zu ihrer Mächtigkeit zu beachten ist, dass in diesem Durchschnittsprofil die Maasse für die Höhen gegenüber den Längenmaassen, wie schon erwähnt, stark übertrieben sind.

Die Weiss'sche Bezeichnung «Muschelsandstein» würde, wenn wir sie auf das hier beschriebene Gebiet übertragen wollten, allein für den soeben besprochenen Schichtencomplex Berechtigung haben. Da jedoch in den Gebieten, für welche letztere Benennung eingeführt wurde, die sandige Facies des unteren Muschelkalks viel höher hinauf reicht, so schien es mir gerathen, die Bezeichnung Muschelsandstein, um keine Missverständnisse zu veranlassen, hier lieber ganz zu vermeiden[1].

Agronomisch ist die beschriebene Abtheilung durch einen starken Sandgehalt des Bodens, welcher oft sehr reichlich Sandstein-Brocken und -Platten eingestreut enthält, ausgezeichnet. Von dem sonst sehr ähnlichen Verwitterungsboden des Voltziensandsteins unterscheidet das gänzliche Fehlen braunrother Färbungen. Die ins Röthliche gehenden Farbentöne, welche im unteren Muschelkalk, wie wir sahen, noch vorkommen, nähern sich auch bei den verwitternden Gesteinen immer mehr oder weniger dem Violett.

1. Bezüglich des Ausdrucks «Muschelsandstein» vergleiche die Bemerkung in: H. Eck, Geogr. Karte der Umgegend von Lahr mit Erläuterungen, 1884, S. 98.

2. Mergelige Schichten.

In diesem Complex treten sandige Bänke sehr stark zurück, und es herrschen durchaus, wie die vorangesetzte Benennung andeutet, weiche, schriefrige Mergel vor, welche im ganz frischen Zustande eine heller oder dunkler graugrüne, bei mehr oder weniger weit vorgeschrittener Verwitterung eine gelblich- bis bräunlichgraue Färbung zeigen. Namentlich an der Grenze gegen die nächst höhere Abtheilung verwittern die hier etwas weniger lockeren, schon schieferthonähnlichen Mergel mit ziemlich grellen, hellgelben Farben, wie man dies u. A. am «Gelben Weg» östlich von Eschweiler bei Wolmünster sehen kann. Gegen die untere Grenze sind die Mergel dagegen gewöhnlich etwas dunkler gefärbt. Sie gehen hier nicht selten in Thone über, welche häufig in ein bis mehrere Meter mächtigen Zonen die uns schon aus den sandig-thonigen Schichten bekannten trübvioletten Färbungen aufweisen.

Die den Mergeln (bezw. Thonen) eingeschalteten dolomitisch-sandigen Bänke sind hell- bis dunkelockergelb gefärbt und rostbraun getupft. Oft sind sie nur wenige Centimeter, selten über 2—3 dm mächtig, und ihre Gesammtmächtigkeit beträgt häufig kaum ein Zehntel von derjenigen der Mergel und Thone zusammen. Der Dolomitgehalt und damit die Härte des Gesteins nehmen nach oben zu, so dass zu oberst Bänke von ziemlich reinem, körnigem Dolomit nicht selten sind. Thonsandsteine treten sehr zurück, und etwas mächtigere Bänke oder ganze Complexe von 2 m Mächtigkeit und darüber, welche in der sandig-thonigen Zone so häufig vorkommen, fehlen hier so gut wie ganz. Die Sandsteinbänke, welche in dem Durchschnittsprofil auf Taf. V wohl zum Theil als etwas zu schnell auskeilend dargestellt sind, scheinen in ihrer Horizontalerstreckung meist verhältnissmässig weit anzuhalten. Namentlich trifft man etwa 3 und 4 m unter der Grenze gegen die nächste Abtheilung in grosser Regelmässigkeit wiederkehrend je eine braune oder auch graue Bank von hartem, körnigem Dolomit mit unregelmässigen Flecken oder regelmässigen Tupfen von braun-

rother Farbe. Dieselben haben sonst keine Bedeutung, scheinen aber nach dem Gesagten weit durchzugehen und verdienen aus diesem Grunde sowie ferner deshalb hervorgehoben zu werden, weil sie in ihrer Gesteinsbeschaffenheit schon sehr an die unterste Dolomitbank der nächsten Abtheilung, die alsbald zu besprechende Haupt-Terebratelbank, erinnern.

In der Schlanglinger Klamm, südlich von Eschweiler bei Wolmünster, treten zwischen 3 und 4 m unter der soeben genannten Haupt-Terebratelbank dünne linsenförmige, durch noch schwächere, ebenfalls schnell auskeilende mergelige Zwischenmittel getrennte Lagen von körnigem Dolomit auf, welche neben zahlreicheren Exemplaren von *Myacites Fassaensis aut.* und *Chemnitzia Schlotheimi* einzelne Exemplare von *Terebratula vulgaris* führen. Dieselben sind gleichsam als Vorläufer der Haupt-Terebratelbank zu betrachten.

Sonst bieten diese Schichten paläontologisch im ganzen recht wenig Hervorstechendes. Sowohl die Mergel als die Sandsteinbänke enthalten im allgemeinen nur vereinzelte und wenig bezeichnende Versteinerungen. Häufiger sind letztere ausser in den Mergeln unmittelbar unter der Terebratelbank, woselbst sich namentlich *Myacites Fassaensis, Chemnitzia Schlotheimi* und *Lima lineata,* seltener *Myophoria cardissoides* findet, in ganz bestimmten dolomitischen Sandsteinbänken, welche 6—7 und 11—12 m unter jener Bank auftreten. Dieselben sind bis 0,2 m mächtig, von hellbraungrauer bis ockerbrauner Färbung, oft röthlichbraun getigert und zeigen meist sehr charakteristische, durch fest anhaftende Mergelmasse hellgrau gefärbte Schichtflächen, welche mit zahlreichen Abdrücken von Muscheln bedeckt zu sein pflegen. Letztere sind oft ganz überwiegend, zuweilen fast ausschliesslich kleine Zweischaler von elliptischem Umriss, welche zu der bereits genannten, von den Autoren mit *Myacites Fassaensis* verglichenen Art gehören. Diese Form ist in den genannten Bänken und in den Mergeln zwischen denselben so häufig und übertrifft durch die Zahl der Individuen so sehr alle anderen Formen, dass man hiernach jene Bänke als Myaciten-Bänke bezeichnen kann. Man findet hier die Myaciten als Steinkerne oft zu vielen Hunderten, aus den Mergeln ausge-

spült oder aus den Sandsteinen ausgewittert, lose umherliegen und zwar fast immer nur in einzelnen Klappen, während Exemplare mit beiden Klappen sehr selten sind. Hierdurch und durch ihren sehr charakteristischen Erhaltungszustand lassen sich dieselben leicht von den gleichen oder ganz ähnlichen Formen unterscheiden, welche in bestimmten Bänken der nächst höheren Abtheilung des unteren Muschelkalks ebenfalls sehr reichlich auftreten. Ausser *Myacites* sind in den Myacitenbänken mehr oder weniger häufig vor allem *Gervillia socialis* und *Myophoria cardissoides*, sodann *Lima lineata, Pecten discites, Chemnitzia Schlotheimi.* Auch Theile von Saurierknochen und undeutliche, nicht näher bestimmbare, kohlige Pflanzenreste kommen, wenn auch mehr vereinzelt, vor. *Terebratula* ist selten. Die Limen erreichen oft eine bemerkenswerthe Grösse und erscheinen manchmal, ebenso wie die Gervillien[1], so zahlreich, dass man auch von Lima- (bezw. Gervillien-) anstatt von Myacitenbänken sprechen könnte. *Myophoria cardissoides* scheint erst von hier ab aufzutreten; in tieferen Bänken habe ich diese leicht kenntliche Form nicht beobachtet, in den beschriebenen trochitenführenden Schichten ist sie, falls sie dort überhaupt vorkommt, jedenfalls recht selten.

Ziemlich häufig, wie es scheint, bilden die Myaciten führenden Sandsteine keine auf grössere Entfernungen zusammenhängenden Massen, sondern reissen in ihrer horizontalen Erstreckung ganz plötzlich ab, so dass in einem bestimmten Niveau liegende Ellipsoide entstehen, wie es die Darstellung auf Taf. V zur Anschauung bringt. Ferner wäre etwa noch das ziemlich häufige Auftreten von kleinen Geoden, deren Wände mit Calcitkrystallen ausgekleidet sind, in den Sandsteinen dieser Region anzuführen.

An dieser Stelle ist endlich wohl am zweckmässigsten ein von Herrn Professor Benecke in der Nähe des Klein-Rederchinger Bahnhofes bei Rohrbach beobachtetes Vorkommen von *Terebratula Ecki* zu erwähnen. Oestlich von der genannten Oertlichkeit führt von dem auf der 25000-theiligen Karte verzeichneten Höhen-

1. In dem von Benecke, a. a. O., Taf. II, Fig. 2 aufgestellten schematischen Profil dürften die mit d bezeichneten beiden Gervillien-Bänke unseren Myaciten-Bänken entsprechen.

punkte 356,5 der Landstrasse Rohrbach-Bitsch ein Feldweg nach Südsüdost ins Thal. Wo derselbe, etwa in der Mitte des Gehänges, die erste schärfere Biegung macht, um dann eine kurze Strecke genau südlich zu verlaufen, befindet sich der Fundpunkt. Etwa an derselben Stelle hatte ich bei einer früheren Begehung und Messung des am Wege aufgeschlossenen Profils eine Sandsteinbank mit Versteinerungen, wie *Lima lineata* und *Myacites Fassaensis*, feststellen können. Das Lager der Muschel, welche aus den Mergeln etwas über oder unter der erwähnten Sandsteinbank stammen dürfte und mit *Terebratula vulgaris* zusammen auftritt, befindet sich somit etwa 12 m über dem Grenzletten, d. i. ungefähr in demselben Niveau wie die untere Myacitenbank. Es fanden sich nur wenige Exemplare, deren grösstes 23 mm Länge und 16 mm Breite (Länge : Breite also = 10 : 7) bei einer Dicke von 13 mm besitzt.

Die Mächtigkeit der mergeligen Schichten wurde zwischen 12 und 17 m schwankend gefunden. Auf den Plateaus (z. B. zwischen Bitsch und Breidenbach) haben sie nicht selten zur Bildung von 1—2 m mächtigen Decken von ziemlich gleichmässig beschaffenen, schmutzigweissgelb gefärbten Lehmen Veranlassung gegeben. Concretionäre Eisenerze, welche sich durch sehr unreine Beschaffenheit und eine raseneisensteinartige peröse Struktur auszeichnen, treten in diesen Lehmen ziemlich häufig auf und bilden Körner von 1—2 cm Durchmesser.

3. Mergelig-dolomitische Schichten.

Die Grenze dieser Abtheilung, deren Mächtigkeit 12—16, im Mittel 15 m beträgt, ist sowohl nach oben wie nach unten durch je eine Bank von bezeichnender Fossilführung scharf gegeben. Die tieferen Schichten der Abtheilung, welche etwa drei Fünftel derselben ausmachen, bilden eine ausgezeichnete und wichtige, vor allem durch das allgemein verbreitete und oft erstaunlich reichliche Auftreten von *Terebratula vulgaris* charakterisirte Zone, so dass die Bezeichnung «Terebratelzone» oder «Terebratelschichten», welche ich für dieselben vorschlage, vollauf gerechtfertigt erscheint.

Das Hauptlager der *Terebratula vulgaris* im ganzen unteren

Muschelkalk bildet die unterste, manchmal 1,0 m, meist jedoch nur 2—5 dm mächtige Bank, welche aus diesem Grunde die ihr in der Tabelle und auf dem Profil Taf. V beigelegte Benennung als Haupt-Terebratelbank verdient. Das Gestein derselben ist ein körniger, im frischen Zustande blaugrauer, im angegriffenen schwach gelblichgrauer bis bräunlicher Dolomit, welcher fast immer etwas schieferig ausgebildet ist. Als sehr bezeichnende Erscheinung pflegen sich auf den Spaltungsflächen unregelmässige Flecken von rostrother Farbe zu zeigen, welche durch sehr dünne, stark eisenschüssige Thonhäute hervorgebracht werden. Eine thonreiche Masse von dichterem Gefüge und hellockergelber Farbe pflegt das Gestein, welches beim Verwittern meist in zahlreiche kleine, mit grösseren Platten untermischte Bröckchen zerfällt, mehr oder weniger gleichmässig netzartig zu durchsetzen und das charakteristische Aussehen desselben noch zu erhöhen. Gewöhnlich ist die Bank durch blätterige Mergel in mehrere Bänkchen gespalten, welche stets ganz nahe über einander liegen und so mannichfaltig in einander verfliessen, dass sie nicht scharf getrennt zu halten, sondern naturgemäss nur als Ganzes aufzufassen sind.

Manchmal bestehen decimeterdicke Lagen fast nur aus den mit Dolomitmasse erfüllten Brachiopodengehäusen und aus Trochiten. In anderen Fällen hingegen treten die Terebrateln etwas mehr zurück, und es pflegen alsdann die Trochiten noch zahlreicher vorhanden zu sein als sonst. Man findet die ausgewitterten Muscheln oft in solcher Menge umherliegend, dass man in kürzester Zeit Hunderte von Exemplaren zusammenlesen kann. Sie sind theils als Steinkerne mit Eindrücken von Schloss und Leisten, theils mit der Schale erhalten. Auf letzterer kann man dann in seltenen Fällen noch die Farbenstreifen sehr deutlich wahrnehmen. Wenn Steinkerne vorliegen, erscheinen die Schalen der Muschel im Gestein durch einen Mulm von Eisenoxydhydrat ersetzt.

Mit Kalkspathmasse ausgekleidete Drusenräume, welche das Gestein der Terebratelbank nicht selten zeigt, sind nach Umriss und Grösse der Höhlungen meist auf einzelne Exemplare von *Terebratula* zurückzuführen. Wenn die Klappen der abgestorbenen Muscheln zufällig fest an einander schlossen, konnte der Raum

zwischen denselben nicht mit der während der Bildung der Bank sich absetzenden Dolomitmasse ausgefüllt werden und erfüllte sich später durch Sekretion mit Kalkspathkrystallen, wie man dies in den verschiedensten Formationen so häufig bei Hohlformen von Muscheln sehen kann.

Die Terebrateln haben das Aussehen derjenigen des Eck'schen oberen Terebratelhorizontes. Sie sind fast durchweg ziemlich gross und breit, einzelne ebenso breit als lang, die meisten jedoch etwas länger als breit (Länge : Breite gewöhnlich wie 10 : 8 bis 10 : 9,5). Die grössten Exemplare, welche ich sammelte, messen 34 mm in der Länge bei 30 mm in der Breite; 30 mm lang und 25 mm breit ist schon eine ziemlich gewöhnliche Grösse.

Obwohl neben *Terebratula vulgaris* auch andere Versteinerungen wie *Lima striata, Gervillia socialis, Chemnitzia Schlotheimi* an und für sich in dem in Rede stehenden Terebratelhorizont nicht gerade selten sind, so bleiben dieselben doch immer vereinzelt und verschwinden in der Unzahl von Terebrateln, wie von der Masse derselben erdrückt, fast vollständig. Hin und wieder beobachtet man Bruchstücke von Saurierknochen. — Nordwestlich von Schweyen zieht sich ein langgedehnter Rücken hin, welcher in ostwestlicher Richtung nach dem Thal des Schwalb-Baches abfällt. An dem über denselben hinführenden Wege sieht man unmittelbar unter einem wohl $^1/_2$ bis $^3/_4$ m mächtigen Complex von mergelig-dolomitischen, fast nur zahlreiche Terebrateln enthaltenden Gesteinen eine anscheinend nur wenige Decimeter mächtige Mergellage auftreten, welche mit zahlreichen grossen Exemplaren von *Lima lineata* erfüllt ist. Viele derselben zeigen Brut zwischen den Wirbeln auf der Bandarea sitzend. Diese versteinerungsreiche Mergellage ist wohl noch mit zur Haupt-Terebratelbank, um welche es sich auch hier handelt, zu rechnen.

Hin und wieder setzt sich die Bank anstatt wie gewöhnlich aus einzelnen festen und dickeren, durch wenig Mergelmasse getrennten dolomitischen Bänken vielmehr zu ungefähr gleichen Theilen aus Mergelschiefern und bröckeligem Dolomit zusammen, welche beide Terebrateln führen und in ganz dünnen, unbestimmt begrenzten Lagen mannichfaltig mit einander verflösst sind.

Wo die Terebratelbank in etwas grösserer Mächtigkeit entwickelt ist, erzeugt sie manchmal, wie zwischen dem bereits erwähnten «Gelben Weg» und dem «Rüffel» bei Eschweiler, einen gesimsartig fortlaufenden, niederen Steilabsturz. Sehr schön sieht man dieselbe auch als einen 1 m mächtigen Sims in der Schlanglinger Klamm bei Eschweiler ausstreichen. An dem bräunlichen Grus, in welchen die Bank beim Verwittern zerfällt, und welcher gegen die im verwitterten Zustande fahlen Mergel, zwischen welchen dieselbe liegt, deutlich absticht, sowie an den zahlreich umherliegenden Terebrateln lässt sie sich manchmal auf weite Strecken über die Aecker hin scharf verfolgen.

Durchschnittlich etwa $5^1/_2$ m über der Haupt-Terebratelbank folgt, fast nur durch dünnschieferige, lichtgraue Mergel von derselben getrennt, eine weitere, terebratelführende Hauptbank, welche als Obere Terebratelbank bezeichnet werden kann. Dieselbe ist zwar meist nur 1—2, selten 3 dm dick, bildet aber gleich der Haupt-Terebratelbank einen durchgehenden Horizont und ist wegen ihrer gleichfalls sehr bezeichnenden Ausbildungsweise und Versteinerungsführung bei nicht zu schlechter Entblössung der Schichten ebenso wenig wie jene zu übersehen.

Sie unterscheidet sich von derselben ausser durch die meist viel geringere Mächtigkeit zunächst durch einen sehr charakteristischen schnellen Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit. Das Gestein der Bank erscheint nämlich bald gleichmässig krystallinisch-körnig, bald gleichmässig dicht und sandig ausgebildet. Im letzteren Falle zeigt es sehr splitterigen Bruch und erinnert an die sogenannten Glasplatten Thüringens. Beide Ausbildungsweisen, von welchen die letztgenannte niemals an der Haupt-Terebratelbank beobachtet wurde, treten oft dicht neben einander auf. Das Gestein der oberen Bank ist ferner niemals schieferig und zerfällt bei der Verwitterung vorwaltend in grössere und kleinere Platten, welche sich nach längerem Liegen gewöhnlich ganz mit schwarzgrauen Flechten überziehen.

Paläontologisch wechselt der Charakter der in Rede stehenden Bank in ganz ähnlicher Weise, indem dieselbe an manchen Stellen fast nur *Terebratula vulgaris* und Trochiten, und zwar alsdann oft

sehr reichlich, an anderen fast gar keine Terebrateln und dafür in grösserer Zahl andere Versteinerungen wie *Lima striata* und *lineata* (grosse Exemplare), *Gervillia socialis* (fast ausschliesslich kleine Form mit feinen scharfen Anwachsstreifen, Länge meist 20—30 mm), *Myacites Fassaensis, Mytilus vetustus, Myophoria vulgaris, cardissoides* und *laevigata, Pecten laevigatus, Ostrea ostracina, decemcostata* und *complicata, Corbula gregaria* MSTR. sp. enthält. Etwas seltener sind *Chemnitzia Schlotheimi*, Stacheln von *Cidaris grandaeva*, Saurierknochen und Wirbel. Hin und wieder findet man auch deutliche Spuren von Pflanzenresten. Besonders hervorgehoben zu werden verdienen ausserdem: *Spiriferina fragilis* und *Spiriferina hirsuta* ALB., welche zwar allem Anschein nach ziemlich verbreitet, aber im Vergleich zu der grossen Menge anderer Versteinerungen doch nur vereinzelt auftreten. Recht selten sind Glieder von *Pentacrinus*.

Die Grösse der Terebrateln scheint in diesem Horizont durchschnittlich noch etwas bedeutender zu sein als in der Haupt-Terebratelbank. Ein besonders grosses Exemplar ist 40 mm lang und 35 mm breit (Länge : Breite also = 10 : 8,8). Obgleich zahlreiche Terebrateln aus diesen Bänken gesammelt wurden, so habe ich hier doch niemals eine ähnliche schlanke Form wie die unten aus der Region der Myacitenbänke erwähnte, als *Terebratula Ecki* angesprochene zu Gesicht bekommen.

Neben den terebratelführenden Hauptbänken treten nun noch mehrere, weniger auffallende Terebratelbänkchen auf, welche in naher Beziehung zu jenen stehen, indem sie immer in ziemlich geringem Abstande von denselben erscheinen, sich also gleichsam um dieselben scharen. Ziemlich selten wird eine dünne Dolomitbank mit *Terebratula vulgaris, Gervillia socialis, Lima striata* oder *lineata* und *Myacites Fassaensis* etwa 1—1½ m über der Haupt-Terebratelbank beobachtet. An Stelle derselben findet man manchmal Ellipsoide von körnigem Dolomit mit den genannten Versteinerungen in dem entsprechenden Niveau an einander gereiht. Viel häufiger erscheint dagegen ein Terebratelbänkchen, in welchem ausser den soeben genannten Versteinerungen noch *Chemnitzia Schlotheimi* beobachtet wurde, ungefähr 1—1½ m unter

der oberen Bank, und ebenso trifft man nicht selten 1 m über derselben eine weitere dünne Platte mit Terebratula. Letztere wird manchmal durch eine Dolomitlage vertreten, welche fast ausschliesslich Myaciten und Gervillien, Terebrateln zwar ebenfalls, aber nur sehr sparsam führt und demgemäss auch als ein Myaciten-Gervillienbänkchen bezeichnet werden kann.

In einzelnen Fällen schalten sich zwischen der oberen Hauptbank und den soeben erwähnten Terebratelbänkchen unter und über derselben noch weitere terebratelführende Dolomitlagen ein, so dass die Zahl der Terebratelbänke in diesem Niveau mindestens bis auf 5 steigen kann. Weisen dann mehrere derselben eine etwas grössere Mächtigkeit auf, so ist es bei der ähnlichen Gesteinsausbildung und Versteinerungsführung derselben nicht mehr möglich zu entscheiden, welche derselben als die Hauptschicht aufzufassen ist. So sieht man in dem Wegeinschnitt unmittelbar nordöstlich von der Mühle in Eppingen unweit Wolmünster einen 1,7 m mächtigen Complex von 4—5, durch mergelige Zwischenmittel getrennten Lagen eines vorwaltend sandigen und sehr feinkörnigen, fast dichten, grauen Dolomits im Niveau der oberen Terebratelbank aufgeschlossen. Die unterste dieser Lagen, welche alle mehr oder weniger reichlich *Encrinus*, *Terebratula*, *Lima* u. s. w. führen, ist 1,5, die oberste 1,0 dm mächtig, während die dazwischen liegenden etwa 0,5 dm dick sind. Endlich können die einzelnen Dolomitlagen, wie man es in der Klamm unmittelbar nördlich von dem soeben genannten Punkt beobachten kann, in eine fast compakte, nur durch ganz dünne Mergelschieferschichten abgetheilte Bank zusammenfliessen, welche alsdann sehr an die Haupt-Terebratelbank erinnert.

In derartigen Fällen wird man die Bezeichnung «Obere Terebratelbank» in etwas erweitertem Sinne aufzufassen haben, indem man sich hierbei eine etwa 2 m mächtige, dolomitreiche Zone vorzustellen hat, in welcher keine der terebratelführenden Dolomitlagen besonders hervorsticht. Für gewöhnlich hingegen kann man von einer «Zone der oberen Terebratelbänke» sprechen und hat unter «Oberer Terebratelbank» die ungefähr in der Mitte derselben auftretende, besonders auffallende Terebratelschicht zu

verstehen, deren Vorhandensein in den meisten Profilen allein mit Sicherheit festzustellen ist, und deren Abstand von der unteren Grenze der mergelig-dolomitischen Abtheilung in zahlreichen Fällen durch genauere Messung nahezu übereinstimmend gefunden wurde. Die Gesammtmächtigkeit der Schichtenfolge von der Haupt-Terebratelbank bis zur oberen Terebratelbank, letztere beide mit eingeschlossen, ergab sich nämlich in den weitaus meisten Profilen zu rund 6 m, und verhältnissmässig selten beträgt dieselbe etwas mehr oder weniger. Wir haben also in diesen beiden Bänken geologische Leithorizonte in des Wortes engster Bedeutung vor uns.

Die Mergel zwischen den Terebratelbänken sind meist nicht mehr von so lockerer Beschaffenheit wie diejenigen der vorhergehenden Abtheilung. Sie enthalten selbst Terebrateln, und zwar gegen die obere Bank hin manchmal recht reichlich, nach unten dagegen nur spärlich. Besonders häufig sind in diesen Mergeln *Lima lineata, Myacites Fassaensis, Chemnitzia Schlotheimi* und *Gervillia socialis,* weniger zahlreich treten *Myophoria laevigata* und *cardissoides, Natica extracta* Berger, *Myacites Albertii* Voltz, *Ostrea ostracina* (Exemplare mit beiden Klappen) auf, und noch etwas seltener ist *Nautilus bidorsatus,* welcher sein Hauptlager in den Terebratelschichten zu haben scheint. An manchen Stellen, z. B. in der grossen Klamm östlich vom Nassen-Wald bei Nassenwald, zwischen Bitsch und Wolmünster, erscheint *Corbula gregaria* Mstr. sp. so massenhaft in den Mergeln, dass man sie mit Leichtigkeit in Tausenden von Exemplaren sammeln könnte.

An die eigentlichen Terebratelbänke schliesst sich noch sehr eng eine 0,4—1 dm mächtige Schicht von körnigem Dolomit an, welche beiläufig 3 m über der oberen Terebratelbank aufzutreten pflegt, und deren Schichtflächen neben Trochiten fast nur Myaciten und Gervillien (dieselbe kleine Varietät von *Gervillia socialis* wie in den oberen Terebratelbänken), diese aber in grosser Zahl neben einander, oft eine von beiden Formen fast ganz vorwiegend, zeigt. Daneben ist *Myophoria cardissoides* bezeichnend, welche auch mit *Myacites Fassaensis, Lima lineata, Chemnitzia Schlotheimi* und *Nautilus bidorsatus* in den Mergeln zwischen der oberen Terebratelbank und jener Schicht, der Gervillien-Myaciten-Bank, wie sie

der Kürze halber bezeichnet werden mag, vorkommt. Ebenso vereinzelt wie in der oberen Terebratelbank gewahrt man in letzterer Stielglieder von *Pentacrinus* sp., welche in der nächst folgenden Abtheilung zu grosser Bedeutung gelangen, und endlich begegnet man hin und wieder Bruchstücken von Saurierknochen sowie Spuren von Pflanzenresten, welche noch höher hinauf nicht mehr gefunden wurden. — In der gleichen Höhenlage über der oberen Terebratelbank und augenscheinlich demselben geologischen Horizont angehörig trifft man in verschiedenen Profilen eine Platte von sandigem Dolomit, welche manchmal keine Versteinerungen, in anderen Fällen *Terebratula* und *Lima* enthält.

Bis zu dieser Bank einschliesslich sind die Terebratelschichten, welche mit der Haupt-Terebratelbank beginnen, zu rechnen, wie dies auch in der Tabelle zum Ausdruck gebracht ist. Höher hinauf konnten trotz vielen Suchens keine Terebrateln mehr nachgewiesen werden; sie scheinen von hier ab in der That vollständig zu fehlen, und wenn sich dennoch vielleicht einzelne Exemplare noch höher finden sollten, so sind hier sicher keine eigentlichen Terebratelbänke mehr vorhanden. Die Mächtigkeit der Terebratelschichten beträgt demnach etwa 8—10, im Durchschnitt rund 9 m.

Ueber die höheren, etwa 4—7½, im Durchschnitt 6 m mächtigen Schichten dieser Abtheilung ist im ganzen recht wenig zu bemerken. Dieselben setzen sich der Hauptsache nach aus schieferigen Gesteinen zusammen, welche zu unterst vorwiegend mergeliger Natur und ebenflächig sind. Sie zeigen hier im allgemeinen noch ganz den schieferthonähnlichen Charakter der in den Terebratelschichten herrschenden Mergel. Höher hinauf bilden sich jedoch mehr und mehr härtere, unebenflächige, wulstige Gesteine aus, indem sich zwischen die mergelige Masse dünne, allmählich auskeilende Lagen oder auch kurz-linsenförmige Partien von unreinem, körnigem Dolomit einschalten. Es entstehen auf diese Weise Gesteine, welche man vielleicht am besten als (dolomitische) Wellenmergel bezeichnet. Dieselben sind durch unmerkliche Uebergänge mit den Wellenkalken der nächst höheren Abtheilung des unteren Muschelkalks verknüpft. Sie werden indessen von letzteren durch eine gut charakterisirte, an der Basis

dieser Abtheilung liegende Dolomitbank getrennt, welche die Abgrenzung gegen den eigentlichen Wellenkalk ermöglicht.

Versteinerungen sind bei weitem seltener als in den Terebratelschichten. *Myacites Fassaensis, Lima striata* und *Myophoria cardissoides* sind zwar noch sehr verbreitet, aber doch nur mehr vereinzelt anzutreffen. — Etwa 1 m über der Gervillien-Myacitenbank, also beiläufig 5 m unter der oberen Grenze der Abtheilung, macht sich nicht selten eine 0,5—1 dm dicke Platte von körnigem bis fast dichtem, sandigem Dolomit bemerklich, welche ausser Trochiten *Lima striata, Ostrea complicata* und einige weitere Versteinerungen führt. Auch noch näher an der Grenze des eigentlichen Wellenkalks beobachtet man manchmal eine ähnliche Lage, und es mag sein, dass dieselbe mit jener identisch ist und nur in Folge von wechselnder Mächtigkeit der Wellenmergel etwas näher an die untere Wellenkalkgrenze herangerückt erscheint. Wahrscheinlicher ist es jedoch, dass mehrere solche Bänke vorhanden sind. Bei dem mannichfaltigen Ineinandergreifen von etwas weicheren, mehr mergeligen und etwas härteren, mehr dolomitischen Lagen heben sich die vorhandenen, wahrscheinlich auf grössere Entfernungen durchgehenden geschlossenen Dolomitbänke weit weniger ab und sind deshalb auch viel schwerer zu verfolgen als in den Terebratelschichten. Obgleich nun diese Dolomitbänke an sich keine wesentlichere Bedeutung für die Gliederung haben, so glaubte ich sie doch aus dem Grunde hervorheben zu sollen, weil sie der untersten Bank der nächsten Abtheilung, der alsbald zu besprechenden Pentacrinusbank (vergl. die Tabelle 1) nicht unähnlich sind, mit welcher ich sie anfänglich selbst vielfach verwechselt habe.

Schliesslich scheint mir aus der Zone der Wellenmergel noch ein Vorkommen von *Lingula* erwähnenswerth, welches ich östlich von Nussweiler bei Wolmünster zu beobachten Gelegenheit hatte. Dort zieht sich eine ziemlich lange Klamm, deren oberes Ende dicht unterhalb des Höhenpunktes 368,7 der 25,000-theiligen Generalstabskarte liegt, in östlicher Richtung gegen das Thal des Bittenbaches hinab. $2^1/_2$ m unter dem Niveau, in welchem die Klamm endigt, streicht in derselben eine Trochiten-

bank, d. h. eine Schicht von körnigem Dolomit mit Trochiten, *Lima striata, Pecten laevigatus, Ostrea complicata* u. s. w. aus, welche nach ihrer Ausbildungsweise der soeben genannten Pentacrinusbank entsprechen könnte, noch wahrscheinlicher aber einem wenige m tieferen Niveau angehört. Für die letztere Annahme spricht zunächst die Lage zur oberen Terebratelbank, welche sich hier, wie so oft, als sandiger, fast dichter Dolomit von grauer Farbe in einer Mächtigkeit von 0,2 m entwickelt zeigt. Die Oberkante der Trochitenbank liegt nämlich, wie durch wiederholte barometrische Messungen ermittelt wurde, 6 m über der letzteren und 12 m über der Unterkante der 8 dm mächtigen Haupt-Terebratelbank. Ferner sprechen gegen eine Identificirung mit der Pentacrinusbank das Fehlen von *Pentacrinus*-Gliedern in der betreffenden Schicht sowie die Ausbildung der Gesteine zwischen dieser und der oberen Terebratelbank. Zwischen den beiden Bänken lagern nämlich dünnschieferige, im ganzen noch wenig wellenkalkähnliche, vielmehr ziemlich leicht zerfallende Mergel (mit untergeordneten Dolomitbänkchen), und erst über der Trochitenbank folgen festere, dünnplattige, mehr wellenkalkartige, dolomitische Mergel, wie sie meist erst nahe unter der Grenze gegen die dolomitisch-kalkige Abtheilung vorzukommen pflegen.

Die genannte Trochitenbank wird nun unmittelbar von einer etwa 2 dm mächtigen Schicht von etwas härterem, sehr uneben spaltendem, wellenkalkähnlichem Mergel (Wellenmergel) unterlagert, deren wulstige Oberfläche sich stellenweise mit zahlreichen Exemplaren einer *Lingula* bedeckt zeigte. Die weiss gebleichten Schalen der Muschel bröckeln leicht ab, und es bleiben alsdann an den Stellen, wo sie aufsassen, längliche Wülste zurück, welche für sich allein nicht auf ihren Ursprung gedeutet werden könnten. Von *Lingula tenuissima* dürfte die vorliegende Form zu trennen sein. Sie unterscheidet sich von derselben durch etwas gedrungenere Gestalt und breiteren Wirbel. An 10 Exemplaren ausgeführte Messungen ergaben für die Länge der Schalen 10—11, für die Breite 2 mm vom Wirbel 3—4, in der Nähe des Stirnrandes 6—6,5 mm.

Ausser dem soeben beschriebenen kenne ich aus den mergelig-dolomitischen Schichten nur noch ein Vorkommen von *Lingula*

Es ist dies eine langgestreckte Form mit sehr spitzem Wirbel welche von *Lingula tenuissima* ebenfalls zweifellos spezifisch verschieden ist. Dieselbe stammt aus der bereits mehrfach erwähnten Schlanglinger Klamm und hat ihr Lager in den Mergelschiefern unter der oberen Terebratelbank, etwa $5^1/_2$ m über der Unterkante der Haupt-Terebratelbank. Ihre Länge beträgt 20, die Breite 6 mm vom Wirbel etwa 7, die grösste gegen den Stirnrand gelegene Breite 10,5 mm.

4. Dolomitisch-kalkige Schichten.

In dieser durchschnittlich etwa 14 m mächtigen Abtheilung lassen sich der Hauptsache nach dreierlei Gesteinsausbildungen unterscheiden, deren allgemeine petrographische Charakteristik zunächst gegeben werden soll.

Eine besonders wichtige Rolle spielen, schon wegen ihrer technischen Verwerthbarkeit, mehr oder weniger massige Bänke von krystallinisch-körnigem Dolomit, welcher im Bruch je nach der grösseren oder geringeren Frische blau- oder braungraue bis hellgelbgraue Färbung und einen eigenthümlich schimmernden Glanz zeigt. Es sind dies die von BENECKE in seiner Abhandlung über die Trias in Elsass-Lothringen auf Seite 586 genauer beschriebenen Gesteine, welche namentlich in der Gegend um Breidenbach und Schweyen zum Kalkbrennen sowie zu Bausteinen u. s. w. gebrochen werden und in unserem Gebiet die gleiche Rolle spielen wie die «Schaumkalke» in Thüringen und Schwaben. Es soll daher auch hier für dieselben die in geologischem Sinne aufzufassende Bezeichnung «Schaumkalk» beibehalten werden. Beim Verwittern bilden diese Schaumkalke einen gelben bis braunen, manchmal etwas zähen Lehm, welcher vielfach in beträchtlicher Verbreitung auf den Hochflächen auftritt. Hin und wieder gehen sie in unreinere, dichtere Gesteine von lichtbräunlichgrauer Farbe über, welche alsdann an die sandigen Dolomite der Terebratelzone oder auch der mergeligen Abtheilung erinnern.

Mit den Schaumkalken durch vielfache, manchmal fast unmerkliche Uebergänge verbunden, sind grobschiefrige Gesteine

welche sich im Querbruch von jenen oft nur wenig unterscheiden. Sie bestehen aus dünnen, gewöhnlich etwa 1 cm starken, mehr oder weniger körnigen, schaumkalkartigen Lagen, deren mit einer dünnen Haut von hellgrünlichgrauer, mergeliger Substanz überzogene Schichtflächen eben bis schwach wellenförmig verlaufen und sich meist mit einem System von parallelen, feinen Wellenstreifen bedeckt zeigen. Man hat es hier mit jener für den unteren deutschen Muschelkalk so bezeichnenden Ausbildungsweise zu thun, nach welcher man diese ganze Formation als «Wellenkalk» zu bezeichnen pflegt. Einzelne qualitative Versuche ergaben einen sehr merklichen Magnesiagehalt für die betreffenden Proben, und es ist wohl wahrscheinlich, dass derselbe in diesen Gesteinen allgemein ist. Durch eingehendere petrographische Untersuchungen könnte es sich daher vielleicht ergeben, dass die vorliegenden Gesteine am richtigsten als Wellendolomite zu bezeichnen seien. Da es sich jedoch hier nicht sowohl um eine erschöpfende petrographische Darstellung als vielmehr lediglich um eine etwas genauere Charakterisirung der für die praktische Unterscheidung zunächst wichtigen äusseren Erscheinungsweise der Gesteine handelt, so können wir hier auch recht wohl in ähnlichem Sinne, wie wir soeben von «Schaumkalken» gesprochen haben, von «Wellenkalken» reden. Indem die krystallinisch ausgebildeten Lagen dieser letzteren durch vollständiges oder fast vollständiges Zurücktreten der dieselben trennenden Mergelhäute mit einander verschmelzen, entstehen die soeben besprochenen compacten Schaumkalklagen, so dass sich die Schaumkalke genau betrachtet nur als etwas mächtigere Ausscheidungen der körnigen Masse des Wellenkalks in bestimmten Niveaus darstellen.

Der eigentliche Wellenkalk, von welchem hier die Rede ist, unterscheidet sich von den über den Terebratelbänken auftretenden wellenkalkartigen Gesteinen, welche wir der Kürze halber als Wellenmergel bezeichneten, durch das stärkere Zurücktreten der mergeligen Zwischenmittel. Er besitzt etwas grössere Festigkeit als die Wellenmergel, steht in Folge dessen hin und wieder in felsartig vorspringenden plumpen Massen an und zerfährt beim Anschlagen in dünne, mehr oder weniger ebene Platten,

während jene zur Felsbildung ganz ungeeignet sind und beim Zerschlagen in unebenere Scherben zu zerfallen pflegen.

Neben den feinen Wellenstreifen, deren Abstand von einander meist 1—2 mm beträgt, kommt noch eine gröbere Wellenfurchung vor. Manche Platten zeigen nämlich im Querschnitt ungleichseitig rhombenförmig begrenzte Lagen, jede höhere gegen die nächst tiefere ein wenig in einer bestimmten Richtung verschoben, auf einander geschichtet, wodurch ein gefurchtes Aussehen des Gesteins auf den Spaltungsflächen entsteht. Die einzelnen Lagen sind 1—1½ cm breit und erreichen anscheinend eine sehr bedeutende Länge. Indem nun das Gestein nach den Fugen der Lagen mehr oder weniger stark gelockert zu sein pflegt, entsteht eine deutlich stengelige Structur desselben, so dass es schon unter leichten Hammerschlägen in sehr regelmässig lineal begrenzte oder auch unregelmässigere, länglich wulstige Stücke zerfällt.

Wesentlich verschieden von den soeben beschriebenen Wellenkalken, welche wir wegen ihrer grossen Verwandtschaft mit den als Schaumkalken angeführten Gesteinen kurz als «schaumkalkartige Wellenkalke» bezeichnen wollen, sind dichte bis sehr feinkrystallinische, thonige Kalke, welche theils sehr ebene, mit äusserst feinen (durchschnittlich ½ mm von einander abstehenden) Wellenstreifen bedeckte, theils, wenn auch seltener, sehr unebene wulstige Schichtflächen ohne letztere aufweisen. Diese «dichten Wellenkalke», wie wir dieselben zusammenfassend zweckmässig benennen können, haben manchmal, wenn die Wellenstreifung ganz fehlt, sehr viel Aehnlichkeit mit den plattigen Kalken des oberen Muschelkalks in manchen Gegenden des Reichslandes (Wasselnheim). Sie zeigen sich oft aus zweierlei Masse, einer dichten aschgrauen und einer ebenfalls dichten bis sehr feinkörnigen, gelblichen zusammengesetzt, wodurch das Gestein ein geflecktes Aussehen erhält. Manchmal sind solche gelbgefleckte Lagen stark porös. Die Wellenstreifen bedingen auch hier oft eine Art von Stengelung.

Sowohl die Streifung als auch die Stengelung der schaumkalkartigen wie der dichten Wellenkalke zeigen hinsichtlich ihres Verlaufs an den verschiedensten Punkten des Gebietes ein auf-

fallend gleichartiges Verhalten. In den weitaus meisten Fällen liegt die Richtung der Streifen oder Furchen zwischen W—O und WSW—ONO, bald mehr der einen, bald mehr der anderen sich nähernd. Nur vereinzelt findet sich auch die Richtung SW—NO vertreten. Als Mittel aus 43 ziemlich gleichmässig über das ganze Gebiet vertheilten genaueren Beobachtungen ergab sich die Durchschnittsrichtung W 13° S — O 13° N. In ganz ähnlicher Weise verhalten sich übrigens, was wohl auch hervorgehoben zu werden verdient, die bisweilen auf den Sandsteinbänken zu beobachtenden Wellenschläge. So wurden in der langen Klamm, welche westnordwestlich von Heiligenbronn bei Rohrbach gegen die Eisenbahnlinie hinaufzieht, auf einer Sandsteinbank in der sandig-thonigen Abtheilung Wellenschläge beobachtet, welche zwischen SW—NO und WSW—ONO verliefen, und dieselbe Richtung halten Wellenschläge inne, welche man auf der oberen Schichtfläche einer am Wege von Wolmünster nach dem «Köpfchen» bei Weisskirchen aufgeschlossenen Bank des oberen Buntsandsteins, $17^1/_2$ m unter der Grenze gegen den Muschelkalk, beobachten kann.

Indessen kommen auch Abweichungen von den angeführten Richtungen vor. So konnte ich z. B. in Güderkirch dicht unterhalb der Kirche am Wege auf einer Platte etwas gröbere, in W—O bis WSW—ONO verlaufende Wellenstreifen feststellen, während an derselben Stelle eine etwas tiefer liegende Platte eine feinere, N—S gerichtete Streifung zeigte, und ähnliches beobachtete ich noch an mehreren Punkten. Die Richtung W—O oder WSW—ONO ist aber stets weitaus vorherrschend, und es scheint, dass die dazu senkrechte Richtung immer nur auf einzelnen Platten vorkommt.

Obwohl sich die genannten drei Gesteinstypen, Schaumkalk, schaumkalkartiger Wellenkalk und dichter Wellenkalk bis zu einem gewissen Grade vertreten, eine ähnliche, petrographisch scharfe Gliederung wie in den Terebratelschichten also hier nicht besteht, so lassen sich doch im grossen und ganzen recht gut zwei Zonen unterscheiden, deren Grenze gegen einander allerdings oft ziemlich verschwommen ist.

Etwa die unteren 8 m der Abtheilung können als Wellenkalkzone bezeichnet werden. Sie enthalten nur eine einzige, schärfer begrenzte, 0,2—0,5 m mächtige Schaumkalkbank, welche zu unterst liegt und als meist sehr gut charakterisirte Grenzschicht gegen die mergelig-dolomitische Abtheilung von Wichtigkeit ist. Wenn die Bank mehr als 2 dm Mächtigkeit hat, pflegt sie durch Wellenmergel in mehrere dünnere Bänkchen gespalten zu sein, welche alsdann zusammen zu fassen sind. Sie führt fast immer mehr oder weniger reichlich Glieder von *Encrinus* und neben denselben meist auch solche von *Pentacrinus*, letztere oft nur in vereinzelten Exemplaren, manchmal aber ebenso zahlreich wie die Trochiten. Ein Theil der fünfkantigen Glieder hat die Form eines regelmässigen Pentagons mit geraden Seiten, bei anderen erscheinen die Seiten schwach eingefallen, und noch andere kleine zeigen scharf fünfstrahlig-sternförmige Umrisse. Die blumenblattartigen Zeichnungen auf den Gelenkflächen der Glieder sind bei allen drei Arten oft recht deutlich wahrzunehmen. Auch *Lima striata* ist in diesem Horizont sehr häufig. Ausserdem wären von Versteinerungen noch besonders zu erwähnen Zähne von Sauriern und Fischen (*Psammodus*) sowie Asseln von *Cidaris*.

Die soeben beschriebene Schaumkalkbank ist die erste, in welcher sich fünfkantige Crinoidenglieder so häufig finden, dass dieselben die Rolle von Leitversteinerungen spielen. Sie unterscheidet sich hierdurch sehr bestimmt von den schaumkalkartigen Dolomitbänken der Wellenmergel, in welchen ebenso wie in den oberen Terebratelbänken *Pentacrinus*, wie wir gesehen haben, nur als grosse Seltenheit vorkommt.

Diese unterste Schaumkalkschicht bildet augenscheinlich einen durchgehenden Horizont wie die beiden Haupt-Terebratelbänke, da sie sich überall, wo die Möglichkeit dazu in der Beschaffenheit der Aufschlüsse gegeben war, mit Bestimmtheit in nahezu gleicher Höhenlage über der Haupt-Terebratelbank bezw. über den oberen Terebratelbänken hat nachweisen lassen. Sie giebt sich am leichtesten zu erkennen, wenn sie stark verwittert ist. Dann erscheint sie stark porös und gebräunt; die Trochiten sind oft vollständig ausgewittert und haben zahlreiche, manchmal regel-

mässig schichtweise angeordnete Hohlräume zurückgelassen, wodurch das Gestein ein höchst charakteristisches Aussehen erhält. Grössere und kleinere, durch die Verwitterung gelockerte und durch den Pflug aufgewühlte Schollen verrathen oft auf grössere Erstreckung wenigstens ihr Vorhandensein, wo sich ihre Lage nicht genauer feststellen lässt. Wegen der Wichtigkeit der Bank für die Gliederung empfiehlt es sich, dieselbe mit einem bestimmten Namen zu belegen, und ich möchte vorschlagen, gerade diese Bank nach ihrer eigentlichen Leitversteinerung als Pentacrinus-Bank zu bezeichnen, obwohl, wie wir sehen werden, auch höher hinauf *Pentacrinus*-Glieder noch häufig vorkommen.

Ueber der Pentacrinus-Bank folgen dann gegen 8 m schaumkalkartiger Wellenkalk. Die allgemeine Charakteristik der so benannten Gesteine wurde bereits gegeben. Es wäre nur noch hinzuzufügen, dass dieselben in diesem Niveau häufig mit Calcitkrystallen ausgekleidete Drusenräume und vielfach dünne Lagen oder abgeplattet knollenförmige Massen von dunkelgelben, fast dichten Dolomiten eingeschaltet enthalten, welche den gelben Dolomiten von der Grenze des mittleren gegen den oberen Muschelkalk sehr ähnlich sehen. Versteinerungen, worunter *Nautilus bidorsatus, Myophoria vulgaris, Myacites Fassaensis* und *Gervillia socialis,* sind in diesen Wellenkalken meist ganz vereinzelt und sehr schlecht erhalten. Mit den unterhalb der Pentacrinus-Bank auftretenden wellenkalkartigen Gesteinen, den Wellenmergeln, sind sie, wie schon erwähnt, durch ganz allmähliche Uebergänge verbunden, und es würde sich eine Grenze gegen dieselben nicht ziehen lassen, wenn nicht jene charakteristische Bank vorhanden wäre.

Die oberen 6 m der Abtheilung, in der Tabelle als schaumkalkreiche Zone zusammengefasst, sind vor allem durch das Auftreten von mächtigeren Schaumkalkbänken charakterisirt, welche zusammen etwa die Hälfte ausmachen. Als unterstes Glied folgt über den schaumkalkartigen Wellenkalken gewöhnlich eine beiläufig 1 m mächtige Schaumkalkmasse mit *Pecten discites,* sowie Gliedern von *Encrinus* (selten kleine Kronen, welche sich nicht bestimmen liessen) und *Pentacrinus.* Nach oben wird dieselbe

manchmal dolomitsandartig. Das Gestein setzt sich alsdann aus ringsum ausgebildeten Dolomitrhomboedern von grauer Farbe und bis 3 mm Kantenlänge zusammen, welche durch eine spärliche graue Mergelmasse meist nur locker mit einander verkittet sind, so dass es mehr oder weniger leicht zu einem aus Dolomitkrystallen gebildeten Sande zerfällt bezw. zerrieben werden kann. Manchmal ist es noch von Trümern eines offenbar durch Sekretion entstandenen, rein weissen oder röthlichen Dolomithspaths durchzogen. Dieselben werden bis wenige Centimeter dick und verlaufen theils parallel zur Schichtung, theils quer zu derselben. So sieht man es südwestlich von Eppingen, an der Südseite der nach Rimlingen führenden Strasse, gerade an der Stelle, wo eine zwischen unterem und mittlerem Muschelkalk verlaufende Verwerfungsspalte dieselbe kreuzt.

Die dolomitsandartigen Gesteine gehen nun entweder noch höher hinauf, oder es entwickeln sich aus dem Schaumkalk allmählich wieder schaumkalkartige Wellenkalke, oder es stellen sich endlich gleich über dem Schaumkalk dichte Wellenkalke ein, welche mit schaumkalkartigen Bänken in Wechsellagerung treten können. Die dichten Wellenkalke, deren Ausbildungsweise schon beschrieben wurde, scheinen auf diese Zone beschränkt zu sein; sie wurden tiefer nirgends angetroffen. An manchen Stellen zeigen sie sich reich an Versteinerungen, wie *Lima lineata*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris* und *cardissoides*, *Myacites Fassaensis* und *Albertii* u. s. w. Auch *Encrinus* und *Pentacrinus* sind durch Glieder vertreten; eines der gesammelten Stücke enthält kleine sternförmige Glieder sogar in sehr grosser Menge.

Ueber den dichten Wellenkalken, welche manchmal, wie es scheint, ganz durch schaumkalkartige Gesteine bezw. schaumkalkartige Wellenkalke vertreten werden, und welche mit diesen zusammen einige Meter mächtig sind, folgt wieder ein wenige Meter mächtiger Complex von Schaumkalkbänken mit *Pecten discites*, *Encrinus* und *Pentacrinus*, welcher die Abtheilung der dolomitisch-kalkigen Schichten (den Wellenkalk- Schaumkalk-Complex) nach oben abschliesst. Die Schaumkalke sind hier zum Theil wieder ganz typisch, von rein krystallinischem Gefüge und bituminöser Färbung,

mit eigenthümlich schimmerndem Bruch und sehr charakteristischen, durch die Auflösung von *Pecten*-Schalen hervorgerufenen rostbraunen Flecken (vergl. die durch Benecke, a. a. O., S. 586 gegebene treffende Beschreibung). Oft sind die Gesteine jedoch zum Theil sehr feinkörnig und hart, in einzelnen dünnen Lagen selbst dicht, manchmal auch schiefrig mit grünen und rostbraunen Flecken. Die schiefrigen Gesteine führen Fischschuppen (nach einer freundlichen Bestimmung des Herrn Dr. Jaekel zu *Colobodus frequens* Dam. gehörig) und Saurierreste.

Die oberste, 1—2 dm mächtige Bank dieser Abtheilung zeigt verschiedene Ausbildung. Meist ist das Gestein derselben sehr feinkörnig bis dicht, hellgrau oder in Folge eines starken Bitumengehaltes tiefbraun gefärbt. Im letzteren Falle pflegt es kleine rundliche Körner von bräunlichgelber Farbe zu enthalten, manchmal in sehr grosser Zahl, in anderen Fällen spärlich[1]. Etwas seltener zeigt sich schaumkalkartige, sehr poröse Beschaffenheit, wozu manchmal noch eine eigenthümliche halbkugelig-schalige Struktur tritt. Stellenweise sind gar keine, oft aber sehr zahlreiche Versteinerungen vorhanden, welche nur zu wenigen Arten gehören. Am häufigsten und zahlreichsten erscheint *Myophoria orbicularis*, welche gewöhnlich allein zu bemerken ist. Daneben wären dann noch zu nennen *Gervillia Goldfussi* (glatte Formen von denselben Umrissen, wie sie Frantzen[2] aus dem Schaumkalk von Meiningen

---

1. Diese helleren Körnchen, welche den dunklen Platten ein fein oolithisches Aussehen verleihen, haben durchschnittlich etwa 0,2 mm im Durchmesser. Im Dünnschliff liefern sie kreisförmige bis elliptische Durchschnitte und zeigen sich aus krystallinisch-körniger Masse zusammengesetzt. Dieselbe wird manchmal von nur wenigen grösseren, häufiger aber von zahlreicheren kleinen, krystallographisch verschieden orientirten Individuen gebildet und erscheint meist in einer mehr oder weniger breiten randlichen Zone getrübt. Deutlich schaligen Aufbau, bedingt durch einen lagenweisen, mehrfachen Wechsel von trüber und klarer Kalkmasse, wie ihn Frantzen (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1887, S. 79—84, Taf. I, Fig. 1—5) von manchen Oolithkörnern der obersten Schaumkalkbank bei Meiningen beschrieben und abgebildet hat, habe ich nicht beobachtet. Ebenso fehlen, abgesehen von einem vielleicht als Trochitenquerschnitt zu deutenden stabförmigen Körper, Einschlüsse in den Oolithkörnern des betreffenden Präparates.

2. W. Frantzen. Ueber *Gervillia Goldfussi* von Strombeck. — Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt u. Bergakad. f. 1886. Berlin 1887. 307—314, Taf. X.

abgebildet hat), sowie Fisch- und Saurierreste. *Gervillia Goldfussi* und *Myophoria orbicularis* bedecken zusammen bisweilen die Schichtfläche des Gesteins in ausserordentlich zahlreichen Exemplaren, so dass man ausser diesen beiden fast keine anderen Versteinerungen sieht. Zuweilen findet sich Bleiglanz fein eingesprengt.

Ob *Myophoria orbicularis* auch noch in etwas tieferen Bänken vorkommt, habe ich nicht mit völliger Sicherheit ermitteln können. Sie geht aber jedenfalls nicht weiter als höchstens $^1/_2$—1 m unter die obere Grenze der Abtheilung hinab oder dürfte wenigstens in noch tieferen Schichten selten sein.

Die eigentlich charakteristischen Versteinerungen der dolomitisch-kalkigen Schichten sind, wenn wir von der obersten Schaumkalkbank (bezw. den obersten, wenig mächtigen Schaumkalkbänken) absehen, wie sich aus dem Gesagten ergiebt, Stielglieder von *Pentacrinus*. Denn wenn dieselben auch im ganzen an Zahl beträchtlich hinter den Trochiten zurückstehen, so sind sie doch sehr allgemein verbreitet und in gewissen Bänken verschiedener Höhenlage, wie wir sahen, sogar häufig. Vor allen Dingen aber sind sie auf diese Abtheilung allein beschränkt, da das seltene Auftreten von *Pentacrinus* in den mergelig-dolomitischen Schichten nicht in Betracht kommen kann. Wenn man daher den Schaumkalk-Wellenkalk-Complex durch eine zusammenfassende Bezeichnung paläontologisch kurz charakterisiren will, so dürfte sich am meisten die in der Tabelle angewendete Benennung als «Pentacrinus-Schichten» empfehlen.

5. Dichte Dolomite.

Zwischen den obersten Schaumkalkbänken und den tiefsten, gewöhnlich recht lebhaft graugrün, braunroth oder auch violett gefärbten Lagen der bunten Mergel des mittleren Muschelkalks schaltet sich eine 3—5 m mächtige Zone ein, welche eine fast ganz gleichmässige, leicht wieder zu erkennende Gesteinsausbildung aufweist. Sie setzt sich nämlich gewöhnlich in ihrer ganzen Mächtigkeit aus dichten (nur sehr untergeordnet feinkrystallinischen)

thonigen Dolomiten von hellgelblicher bis gelbgrauer, manchmal auch aschgrauer Färbung zusammen, welche theils in etwas dickeren, 1—3 dm mächtigen, festen Bänken, theils in nur ein bis wenige Centimeter dicken, leicht spaltenden Platten brechen. Beim Verwittern zerfallen dieselben zu einem lichtgelb gefärbten, gleichmässig beschaffenen, lockeren Lehm und unterscheiden sich hierdurch agronomisch recht deutlich sowohl von den, wie wir sahen, mit dunkleren Farben verwitternden Schaumkalken als auch ganz besonders von den Wellenkalken, welche einen gelblichgrauen, weit weniger feinen und gleichmässigen, vielmehr mit zahlreichen kleinen Kalkbröckchen untermischten Verwitterungsboden zu liefern pflegen.

Die oberste, 1—2 dm mächtige, von den bunten Mergeln überlagerte Bank zeichnet sich meist noch besonders aus. Sie ist gewöhnlich dunkelgelb gefärbt und enthält häufig längliche, beiderseits sich allmählich zuspitzende Hohlräume, welche nach den verschiedensten Richtungen verlaufen, wie wenn die Gesteinsmasse nach der Ablagerung in Folge von ungleichmässiger Zusammenziehung rissig geworden wäre. Die Risse sind meist mit wasserhellem bis weisslichem Kalkspath erfüllt, wodurch ein sehr charakteristisches, zertrümertes Aussehen des Gesteins bedingt wird. Aehnliche Kalkspathausscheidungen kommen zwar auch noch vielfach in tieferen Bänken der Zone, hier jedoch niemals in so auffallender Weise vor. In anderen Fällen enthält das gelblichweisse Gestein zahlreiche feine, parallel zur Schichtung angeordnete Poren und zeigt halbkugelig-schalige Absonderung. Namentlich ist die obere Schichtfläche nicht selten unregelmässig bis halbkugelig wulstig ausgebildet.

Eine besonders eigenthümliche Ausbildungsweise aber trifft man regelmässig, bald mehr bald weniger deutlich ausgeprägt, ungefähr in der Mitte der Abtheilung. Hier ist das Gestein immer in einigen, nahe bei einander liegenden oder zu einer etwas dickeren Bank sich zusammenschliessenden Lagen porös und rostroth bis braun gefleckt, oder es hat in Folge von verschiedenen, neben einander auftretenden und ziemlich scharf gegen einander abgegrenzten (gelblichen, grauen und braunen) Färbungen ein

breccienartiges Aussehen. Ferner pflegen in manchen dieser Lagen die rundlichen bis länglichen Poren zum Theil mit einer Substanz von grünerdeähnlicher Beschaffenheit ausgekleidet zu sein, wodurch ein sehr in die Augen fallendes Aussehen der Gesteinsmasse erzeugt wird. Dieselbe zeigt sich in dem letzteren Falle bei genauerer Betrachtung gewöhnlich aus zweierlei Substanz zusammengesetzt, nämlich aus einer dichten gelblichen Grundmasse und aus grauen körnigen Partien, welche die Poren mit der grünen Substanz enthalten. Nimmt man endlich noch hinzu das Auftreten von rostfarbigen, dünnen Thonhäuten auf den Spaltungsflächen und hin und wieder auch von einer ähnlichen halbkugelig-schaligen Absonderung, wie wir sie schon von den Gesteinen unmittelbar unter den dichten Dolomiten und von der obersten Bank derselben zu erwähnen Gelegenheit fanden, so ersieht man, dass der Gesteinscharakter in diesem Niveau ein recht wechselnder ist. All die genannten Ausbildungsweisen sind jedoch ausserordentlich bezeichnend, und da sie grösstentheils auf dieses Niveau beschränkt sind, so hat man es hier mit einem bei Aufnahmearbeiten ausgezeichnet leitenden Horizont zu thun, zumal zu den auffallenden petrographischen Eigenthümlichkeiten, welche sich schon an den kleinsten, beim Ackern heraufgebrachten Gesteinsbruchstücken so deutlich bemerkbar machen, noch eine charakteristische Versteinerungsführung hinzutritt.

Die beschriebenen, braun und grün gefleckten oder breccienartigen Dolomite stellen nämlich die höchsten Bänke dar, welche nach *Myophoria orbicularis* hin und wieder in einzelnen Exemplaren führen, während sich in den darüber folgenden Dolomiten bis jetzt überhaupt noch keine Spuren von irgendwelchen organischen Resten haben nachweisen lassen. Neben *Myophoria orbicularis* treten noch einzelne andere, meist schwer zu bestimmende Zweischaler auf. Ungleich häufiger jedoch als die Zweischaler sind Reste von Sauriern. Einzelne Wirbel finden sich manchmal recht gut, andere Knochentheile jedoch nur in sehr unvollständigen kleineren Bruchstücken erhalten. Die Saurierreste sind geradezu als charakteristisch für die Bank anzusehen, und wir können dieselbe, da sie einen wichtigen, leicht wieder zu

findenden Horizont bildet, danach wohl am besten und kürzesten als «Knochenbank» bezeichnen, wie es in der Tabelle geschehen ist.

Bezüglich der dichten Dolomite unter der Knochenbank ist noch zu erwähnen, dass dieselben sehr zu dünnplattiger bis feinschieferiger Ausbildung neigen, während bei den sonst durchaus gleichen Gesteinen über der Knochenbank etwas dickere Bänke im allgemeinen vorherrschen. Mit der schieferigen Ausbildungsweise der unteren dichten Dolomite, welche gleich der Knochenbank *Myophoria orbicularis*, gewöhnlich in vereinzelten Exemplaren, führen, hängt auch ein grösserer Thonreichthum zusammen, welcher sich bei denselben oft bemerklich macht. Manchmal gehen sie ganz in ziemlich lockere, schieferige Mergel über, welche reichlich *Myophoria orbicularis* enthalten. Der von Benecke (a. a. O. S. 586) entdeckte Fundpunkt dieser Leitmuschel an dem Strasseneinschnitt zwischen Breidenbach und Schweyen (am «Hohwäldchen») ist auch bis jetzt noch der beste, welcher im Reichslande überhaupt bekannt geworden ist. Schon die oberste, meist sehr feinkörnige bis dichte und stark bituminöse Schaumkalkbank ist hier reich daran. In dem Strasseneinschnitt selbst sieht man diese Bank von dünnen Platten eines harten grauen Mergels (vielleicht richtiger gesagt thonigen Kalkes) überlagert, welcher *Myophoria orbicularis* zu Hunderten und daneben äusserst spärlich *Myophoria vulgaris* enthält, während in den im Laufe der letzten Jahre eröffneten und zum Theil schon wieder zugeworfenen kleinen Brüchen zwischen der Strasse und dem Hohwäldchen ziemlich lockere, schieferige Mergel, gleichfalls stellenweise reich an jener Muschel, über der obersten, *Myophoria orbicularis* führenden Schaumkalkbank aufgeschlossen zu sehen waren. Die Knochenbank, welche etwa $2^1/_2$ m über der Grenze der dichten Dolomite gegen den Schaumkalk und 2 m unter der Grenze derselben gegen den mittleren Muschelkalk liegt, kann hier nicht mehr beobachtet werden, da auf dem Plateau zwischen Breidenbach und Schweyen nur noch 1,7 m Gestein über der oberen Schaumkalkgrenze vorhanden sind.

Wir haben also bezüglich des Auftretens der *Myophoria orbicularis* feststellen können, dass diese Leitmuschel ihr Lager im

obersten Schaumkalk und vor allem in der unteren, manchmal mergelig entwickelten Hälfte einer Zone von dichten Dolomiten hat, deren obere, kleinere Hälfte überhaupt versteinerungsfrei ist. Während ferner in jenem Schaumkalkhorizont manchmal noch andere Zweischaler in grosser Zahl der Individuen vorkommen, herrscht in den Gesteinen darüber diese Zweischalerform fast ganz allein. Dass die unteren dichten Dolomite auf keinen Fall zum mittleren Muschelkalk gezogen werden dürfen, ist hiernach selbstverständlich. In Folge dessen ist dann aber auch wohl keinerlei Wahl mehr bezüglich der Zurechnung der oberen, versteinerungsfreien dichten Dolomite zum unteren oder mittleren Muschelkalk gelassen. Dieselben können offenbar ebenfalls nur zu ersterem gestellt werden, da es wenig natürlich wäre, die petrographisch durchaus zusammengehörigen Gesteine über und unter der Knochenbank aus einander zu reissen. Die Dolomite über den *Myophoria orbicularis* führenden Bänken sind auch sowohl von Weiss als von Benecke noch zum unteren Muschelkalk gezogen worden. Im Gegensatz hierzu ist Haug[1] bezüglich der Umgebung von Niederbronn geneigt, die Anreihung dieses Gesteinscomplexes an den mittleren Muschelkalk zuzulassen. Indess finden wir, wie sogleich gezeigt werden soll, dort genau dieselbe Entwickelung der betreffenden Schichten wie in dem hier beschriebenen Gebiet wieder, wie sich denn überhaupt bezüglich der ganzen Schichtenreihe des unteren Muschelkalks bei einem Vergleich der dem Vogesenrande näher gelegenen Theile des lothringischen Plateaus mit verschiedenen unterelsässischen Gegenden eine geradezu überraschende, bis ins Einzelnste gehende Uebereinstimmung zeigt. Besonders für die höheren Schichten lässt sich dies feststellen, da dieselben auch in den letztgenannten Gebieten etwas häufiger deutlich aufgeschlossen zu sehen sind, und es mag gestattet sein, auf diese nicht uninteressanten Verhältnisse noch mit einigen Worten einzugehen.

1. E. Haug. Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Niederbronn. — Bericht über die 29. Vers. des oberrhein. geol. Ver. (Sep.-Abdr. S. 6).

Für die Gegend von Niederbronn möchte ich ein von Herrn Dr. van Werveke und mir im Frühjahre 1888 gemeinschaftlich aufgenommenes Profil hier anführen, welches am südöstlichen Ende dieses Ortes in dem Einschnitt des nach Fröschweiler führenden Feldweges aufgeschlossen ist. Die Schichten liegen an der Stelle, auf welche sich dasselbe bezieht, sehr merklich geneigt, und da die Lagerung nicht ganz regelmässig ist, so mögen die für die Mächtigkeiten ermittelten Zahlen nur annähernd den wirklichen entsprechen, doch liess sich die Reihenfolge der einzelnen Bänke mit Sicherheit feststellen.

Mergel des mittleren Muschelkalks, grau und roth.		
Dichter Dolomit, unmittelbar an der Grenze gegen den mittleren Muschelkalk dunkelockerfarben, mit Calcittrümern. . . .	0,15	
Mergel und dichte Dolomite, undeutlich aufgeschlossen.	1,40	3,6
Dichter Dolomit, theilweise von Calcitadern durchsetzt; manche Lagen schieferig	2,05	
Dolomitbank, krystallinisch-körnig, mit halbkugelig-schaliger Structur[1]	0,60	
Knochenbank. Dichter bis feinkörniger Dolomit, braun gefleckt, mit dünnen Thongallen und Thonhäutchen. Zahlreiche Knochenbruchstücke (Wirbel). Nach oben in dünnschieferige Dolomite übergehend	0,50	1,1
Dichte Dolomite, meist von gleichmässigerer Ausbildung als die oberen, d. h. meist ohne Calcittrümer. — Ungefähr in der Mitte eine dünne Bank mit feinen Manganflecken, welche *Myophoria orbicularis* enthält. — Nicht tief unter der Knochenschicht eine braune Mulmbank	2,50	
Oberste Schaumkalkbank, körnig bis dicht, mit Röhrenausfüllungen. Stellenweise ziemlich reichlich Crinoiden-Glieder.	0,30	
	7,50	

Die Farbe der dichten Dolomite ist auch hier, soweit keine anderen Färbungen angegeben, lichtgelb bis grau. Dicht unter-

1. In der Gegend von Rappoltsweiler kommt nach Herrn van Werveke's Beobachtungen eine ganz ähnliche Gesteinsausbildung in den obersten Schichten des unteren Muschelkalks vor. Ein daselbst gesammeltes Handstück von dichtem, gelblichem Dolomit zeigt in besonders vollkommener Weise halbkugelig-schalige Structur und stammt dem Aussehen nach offenbar aus demselben Niveau wie das in dem obigen Profil erwähnte Gestein.

halb der Stelle, wo die angegebene Schaumkalkbank an der Sohle des Einschnittes ausstreicht, ist augenscheinlich eine kleine, nur wenige Meter betragende Störung vorhanden. Von diesem Punkte abwärts kommt man zunächst durch etwa 6—7 m Schaumkalk und schaumkalkartigen Wellenkalk und schliesslich noch durch beiläufig 4 m ähnlichen Wellenkalkes ohne Schaumkalkbänke. Letztere heben sich in ganz ähnlicher Weise, wie man dies bei manchen lothringischen Profilen sehen kann (Klein-Rederchingen, Dorfstrasse nach dem Bahnhof), von der Masse des Wellenkalks kaum deutlich ab. Der Verlauf der Wellenstreifung lässt sich namentlich an einigen im Wege selbst ausstreichenden Platten deutlich verfolgen. An drei verschiedenen, nahe bei einander gelegenen Stellen wurde die Richtung der ziemlich scharf ausgeprägten und gleichmässig verlaufenden Streifen zu W 0° S, W 5° S und W 10° S ermittelt, während an einer vierten Stelle desselben Weges für die hier etwas unregelmässiger verlaufenden Wellenfurchen als mittlere Richtung W 20° S festgestellt werden konnte. Ein annähernd west-östlicher Verlauf der Wellenstreifen wurde auch noch an anderen Punkten in der Nähe von Niederbronn beobachtet. Als Durchschnittsrichtung kann man für diesen Ort etwa W 7° S annehmen.

Wir haben in obigem Profil gerade wie in Lothringen unter den bunten Mergeln zunächst versteinerungsfreie und etwas tiefer versteinerungsführende dichte Dolomite. Eine auffallend ausgebildete knochenführende Schicht erscheint wenige Meter über der Schaumkalkgrenze, und die oberste Bank zeigt das charakteristische zertrümerte Aussehen. *Myophoria orbicularis* ist an dem in Rede stehenden Punkte selten, an anderen Stellen jedoch häufiger. Eine in der geologischen Landessammlung befindliche, durch Herrn Haug bei Niederbronn gesammelte dünne Platte von grauem, dichtem Dolomit mit zahlreichen Exemplaren jener Muschel stammt ganz zweifellos aus den dichten Dolomiten unter der Knochenbank. Nimmt man noch hinzu, dass augenscheinlich auch in dieser Gegend die oberste Schaumkalkbank *Myophoria orbicularis* stellenweise sehr reichlich enthält, da man daselbst hin und wieder Platten eines sehr feinkörnigen Schaumkalkes mit zahlreichen

Exemplaren jener Muschel auf den Schichtflächen findet, so sieht man, dass die Uebereinstimmung zwischen hier und Lothringen, was die höheren Schichten des unteren Muschelkalks anlangt, eine vollständige ist. Unter der freundlichen Führung des Herrn Dr. van Werveke im Niederbronner Gebiet konnte ich mich ferner davon überzeugen, dass für die tieferen Schichten ganz ähnliche Beziehungen bestehen. Ohne Zweifel werden sich auch in diesen für die Niederbronner Gegend die auf dem benachbarten lothringischen Plateau beobachteten Horizonte nachweisen lassen[1], wofern es anders überhaupt möglich sein wird, für jenes tektonisch sehr verwickelte Gebiet ein genaueres vollständiges Profil des unteren Muschelkalks zusammenzubringen.

Durchaus ähnliche Verhältnisse wie bei Niederbronn finden wir im nördlichsten Theile des Elsass, bei Lembach wieder, woselbst ebenfalls gerade die höheren Schichten des unteren Muschelkalks mehrfach recht schön aufgeschlossen sind. In einem kleinen, nur wenige Meter tiefen Bruche westlich von der «Ziegelhütte» ist die Grenze gegen den mittleren Muschelkalk scharf zu beobachten. Unter den bunten, grünlichgrau und röthlich gefärbten Mergeln des letzteren tritt hier eine 0,5 m mächtige Schicht von sehr stark thonigem, dunkelgelbem, plattig abgesondertem dichten Dolomit auf. Dieselbe wird von typischen, graugefärbten dichten Dolomiten unterlagert, welche in einer Mächtigkeit von etwa 1,5 m aufgeschlossen sind und in 1—3 dm dicken Bänken brechen. Die oberste, beiläufig 1 dm mächtige Bank dieser grauen Dolomite ist von Kalkspathadern stark durchsetzt und zeigt eine sehr aus-

1. Das von E. Haug a. a. O. für Niederbronn aufgestellte Untere-Muschelkalk-Profil weicht, zum Theil lediglich in Folge von etwas anderer Bezeichnung der Gesteine und anderer Zusammenfassung der einzelnen Schichten zu Complexen, mehrfach von dem hier für das benachbarte lothringische Gebiet mitgetheilten ab, wenn auch die gegenseitigen nahen Beziehungen des unteren Muschelkalks beider Gegenden schon durch jenes Profil ziemlich gut erläutert werden. Die erwähnten Abweichungen beruhen auf den Schwierigkeiten, welche naturgemäss damit verknüpft sind, in einem von so zahlreichen Verwerfungen durchzogenen Gebiet wie demjenigen von Niederbronn die Schichtenfolge für eine etwas weniger einfach zusammengesetzte Formationsabtheilung festzustellen, so lange die Gliederung derselben für die angrenzenden Gebiete mit einfacherem Schichtenbau noch nicht genauer ermittelt ist.

gesprochene schalige Absonderung, welche zum Theil durch die regelmässige Aneinanderreihung von feinen Poren in halbkugelförmig gewölbten Flächen bedingt wird. Etwas unterhalb des Bruches kann man ferner dünne Platten eines dichten, stark bituminös (grau und bräunlich) gefärbten Dolomits mit *Myophoria orbicularis* beobachten, welcher mit dem von Breidenbach in Lothringen erwähnten bituminösen, die Schaumkalkzone nach oben abschliessenden und, wie wir sahen, ebenfalls *Myophoria orbicularis* führenden Gestein die grösste Aehnlichkeit besitzt. Ergänzen wir diese Beobachtungen endlich noch durch die Angaben von Benecke über die Entwickelung der Grenzschichten gegen den mittleren Muschelkalk bei Lembach, so erhalten wir für dieselben fast vollständig das Profil, welches wir oben als für das benachbarte lothringische Plateau geltend kennen lernten. Nach Benecke (a. a. O., S. 584) werden nämlich bei Lembach die Wellenkalke nach oben dünnschiefriger, ebener und führen *Myophoria orbicularis*. «Auf diesen mergelartigen Gesteinen liegen 2 Meter graue und bunte, dickbankige Dolomite mit Hohlräumen mit Krystallen, die versuchsweise zur Cementbereitung gebrochen sind. Sie werden bedeckt von nur wenigen Meter bunten Mergeln des mittleren Muschelkalks.» Wie wir in den hier erwähnten dickbankigen Dolomiten die im Vorhergehenden der Kürze halber rücksichtlich ihrer zur Knochenbank höheren Lage als obere dichte Dolomite bezeichneten Gesteine unschwer wiedererkennen, so entsprechen ganz zweifellos die genannten dünnschiefrigen, mergelartigen Gesteine mit *Myophoria orbicularis* unseren unteren dichten Dolomiten, welche so häufig, wie wir gesehen haben, eine mergelschieferartige Ausbildung aufweisen[1]. Es bliebe hier nur noch das Vorhandensein einer der Knochenbank entsprechenden Schicht nachzuweisen, welche bei einer etwaigen späteren Vertiefung jenes Aufschlusses an der Ziegelhütte zum Vorschein kommen könnte.

Aus dem Profil von letzterer Stelle ist übrigens noch zu entnehmen, dass die grauen oder lichtgelben Dolomite mit halbkugeligschaliger Structur und die dünkelgelben Dolomite mit Kalkspath-

1. Vergl. Benecke, a. a. O. Taf. V, Fig. 9, Profil des Hohlwegs bei Lembach.

trümern, von welchen bald erstere, bald letztere den unteren Muschelkalk nach oben abzuschliessen pflegen, einander nicht, wie nach den sonst gemachten Beobachtungen anzunehmen nahe läge, vertreten. Das Verhältniss ist vielmehr augenscheinlich derart, dass sich zwischen den typischen dichten, zu oberst manchmal halbkugelig-schalig ausgebildeten Dolomiten des unteren und den Mergeln des mittleren Muschelkalks eine nur ausnahmsweise über 2 dm mächtige Zone von dunkelgelben dichten Dolomiten einschaltet, welche nicht selten auskeilt. Diese letzteren Gesteine könnte man allenfalls schon zum mittleren Muschelkalk rechnen, zumal ganz ähnliche Massen als dünn linsenförmige oder auch ellipsoidische Einlagerungen in den bunten Mergeln einige Meter über der Grenze gegen den unteren Muschelkalk nicht selten vorkommen. Bei der geringen Mächtigkeit jener Zone, und da es in derselben an Versteinerungen fehlt, ist es jedoch sowohl praktisch als auch theoretisch belanglos, ob man sie zum unteren oder mittleren Muschelkalk ziehen will.

An dem von der Ziegelhütte aus in nordöstlicher Richtung längs des Waldsaumes aufwärts führenden Wege trifft man die Schichten des Wellenkalk-Schaumkalk-Complexes gut entblösst an. Zunächst sieht man Terebratelschichten angeschnitten, Mergelschiefer mit Dolomitbänken, welche *Terebratula vulgaris*, kleine Exemplare von *Gervillia socialis*, grosse von *Lima lineata* u. s. w. führen. Ohne einen schroffen Wechsel wahrzunehmen, gelangt man etwas höher hinauf in wellenkalkartige Gesteine und bleibt eine gute Strecke weit in Wellenkalken mit körnigem, schaumkalkartigem Bruch[1]. Letztere werden endlich von dichten thonigen Wellenkalken überlagert, welche in dünnen Platten brechen und eine sehr feine Wellenstreifung zeigen. Die Wellenstreifen, welche

1. Die mit Herrn van Werveke gemeinschaftlich ausgeführte Excursion, welche mir die Gelegenheit verschaffte, den unteren Muschelkalk dieser Gegend kennen zu lernen, galt in erster Linie der Aufklärung ganz anderer Verhältnisse. Eine ausführliche Aufnahme des in Rede stehenden Profils lag deshalb fern. Wäre eine solche vorgenommen worden, so würde sich wohl auch hier eine der Pentacrinus-Bank entsprechende Schaumkalkschicht haben auffinden lassen.

auch hier eine Art Stengelung bedingen, so dass sich die Platten nach denselben leicht in schmale Stücke trennen, verlaufen sehr gleichmässig, indem sie längs des ganzen Weges mehr oder weniger genau die zwischen W—O und WSW—ONO gelegene Mittelrichtung innehalten. Mehrere in verschiedenem Niveau ausgeführte Messungen ergaben Schwankungen von W 0° S bis W 15° S, so dass etwa W 7° S als Durchschnittsrichtung angenommen werden kann. Das Streichen der Wellenstreifen ist also in der Gegend zwischen Niederbronn und Lembach dasselbe wie auf dem benachbarten lothringischen Plateau in ungefähr derselben geographischen Breite.

An dieser Stelle mag auch ein von Herrn Professor BENECKE bei Lembach beobachtetes Vorkommen von *Gervillia costata* Erwähnung finden. Die recht deutlich erhaltenen, mit starken rippenförmigen Anwachsstreifen versehenen Exemplare sitzen auf einem dichten, wulstigen, keine Wellenstreifung zeigenden thonigen Kalke auf, welcher etwas an die wulstigen Kalke der Schichten mit *Ceratites semipartitus* bezw. *Myophoria Goldfussi* erinnert und ohne Zweifel aus der Zone der dichten Wellenkalke stammt, welche auch in dieser Gegend an manchen Stellen eine den thonigen Kalksteinen des oberen Muschelkalks, bezw. untersten Keupers sehr ähnliche Ausbildung aufweisen. Obwohl mir die genannte Versteinerung in Lothringen bis jetzt nicht begegnet ist, schien es mir bei der Nähe des in Rede stehenden Gebietes statthaft, dieselbe in der Tabelle unten mit anzuführen, da ich es für zweckmässig hielt, das Lager einer so charakteristischen Form, welches in diesem Falle nicht zweifelhaft sein kann, daselbst zu verzeichnen.

Die Terebratelschichten sind recht gut unmittelbar bei Lembach aufgeschlossen. Der am östlichen Ende des Ortes vom Höhenpunkte 200 der 25000-theiligen Karte aufwärts führende Feldweg zeigt folgendes Profil von oben nach unten:

I { Obere Terebratelbänke: Dolomitbänke, feinkörnig bis dicht, durch Mergelschiefer getrennt. *Terebratula vulgaris*, *Myacites Fassaensis*, *Gervillia socialis* (kleine Form), *Lima striata* u. s. w.
Mergelschiefer: mehrere Meter.

I
- Haupt-Terebratelbank: Dolomit, grobkörnig, mehrere durch Mergelschiefer getrennte Bänkchen, mit denselben zusammen gegen 1 m. Einzelne Terebrateln.
- Mergel, locker. Mit einer harten bräunlichen Dolomitbank etwa 2 m unter der Hauptterebratelbank.

II
- Haupt-Terebratelbank: Mehrere, unmittelbar über einander liegende Bänke von körnigem Dolomit, zusammen gegen 1 m.
- Mergel, locker. Zu oberst grosse Exemplare von *Lima lineata* mit Brut auf der Area zwischen den Wirbeln.

III
- Obere Terebratelbänke: Mehrere feinkörnige bis fast dichte, sandige Dolomitbänke mit zwischengeschalteten Mergeln, zusammen etwa 2 m mächtig. Eine Bank 3—4 dm dick.
- Mergel, locker, wenigstens 4—5 m. Die nächst tieferen, einige Meter mächtigen Schichten sind durch Graswuchs verdeckt; in denselben ist die Haupt-Terebratelbank zu suchen.
- Mergel, locker, mit harten dolomitischen Sandsteinbänkchen.

Die Lage der Schichten ist nahezu horizontal. Die Complexe I, II, III sind durch Verwerfungen getrennt; es ist III gegen II, II gegen I abgesunken.

Einen ziemlich harten dunkelgelben, dolomitischen Sandstein mit feinen braunen Streifen kann man an anderen Stellen etwas tiefer unter der Haupt-Terebratelbank beobachten. Derselbe erinnert durchaus an dolomitische Sandsteine, wie man sie auf dem benachbarten lothringischen Plateau in der Region der Myacitenbänke nicht selten antrifft, und schliesslich wäre noch hervorzuheben, dass auch in dieser Gegend gerade die tiefsten, unmittelbar über dem Grenzletten auftretenden Sandsteinbänke eine dunkelbraune Färbung, ähnlich unseren oben unterschiedenen Trochitenbänken, zeigen.

Auf die Gesteine der verschiedenen Horizonte, soweit ich dieselben zu Gesicht bekommen habe, passt wörtlich die für den lothringischen unteren Muschelkalk oben gegebene Charakteristik. Man vermag, wenn man die lothringische Entwickelung genau kennt, für eine anstehende Bank schon dem Gestein nach meist

auf den ersten Blick das geologische Niveau, welchem dieselbe angehört, annähernd zu bestimmen.

Zum Schluss möchte ich endlich noch, um auch einen schon etwas weiter südlich gelegenen Punkt des Elsass zum Vergleich heranzuziehen, einige einschlägige Verhältnisse erwähnen, welche mir durch die letztjährigen Kartirungsarbeiten aus der Gegend von Zabern bekannt geworden sind. Dicht bei dem genannten Ort sieht man in dem grossen Hohlweg nördlich von Ottersweiler, unterhalb der Kapelle, Wellenkalk und Bänke von Schaumkalk aufgeschlossen, welche denen des nordöstlichen lothringischen Plateaus vollkommen gleichen. Der Schaumkalk führt neben *Pecten discites* Glieder von *Encrinus* und *Pentacrinus;* in dem Wellenkalk trifft man hin und wieder eine *Chemnitzia Schlotheimi.*

Aehnlichen Gesteinen begegnet man noch an mehreren Stellen auf dem breiten Rücken, welcher sich südöstlich von Ottersweiler zwischen dem Mossel- und dem Kuhbach in südwest-nordöstlicher Richtung erstreckt. An einer Stelle nordöstlich von Ottersweiler, nicht viel über dem Niveau des erstgenannten Baches, tritt am Kreuzungspunkt zweier Wege Wellenkalk zu Tage, an welchem die Richtung der hier etwas weniger scharf und regelmässig verlaufenden Wellenstreifung zu WNW—OSO bestimmt werden konnte. Es scheinen also in dieser Beziehung auch für das in Rede stehende Gebiet noch die gleichen oder wenigstens ganz ähnliche Verhältnisse wie weiter nördlich zu herrschen.

Ueber dem Schaumkalk und Wellenkalk sieht man an dem soeben genannten wie an allen übrigen Punkten, wo hier die Grenze zwischen unterem und mittlerem Muschelkalk nicht etwa durch diluviale Bildungen oder Abschlemmmassen verdeckt ist, dichte mehr oder weniger dünnplattige Dolomite auftreten, deren Mächtigkeit wie auf dem lothringischen Plateau 3—5 m beträgt. Etwas nördlich vom Neuenberg, dem südlichsten Ausläufer des vorhin genannten Rückens, konnte ich unterhalb der Weinberge in einem durch einen Graben bewirkten kleinen Aufschluss die untere und obere Grenze derselben gut beobachten. Der Schaumkalk schliesst hier gegen die dichten Dolomite, welche von den Gesteinen derselben Zone aus Lothringen nicht zu unterscheiden sind, mit einer

Bank von feinkörnigem Dolomit ab, welcher keine Versteinerungen enthält. Nur wenig südwestlich davon findet man jedoch vielfach ganz ähnliche Platten mit *Myophoria orbicularis* auf den Feldern umherliegen. Unmittelbar über denselben kommt man stets in dichte Dolomite. Ein der Knochenbank entsprechendes Gestein vermochte ich in dieser Gegend noch nicht nachzuweisen. Diese Bank ist hier vielleicht nur andeutungsweise entwickelt. In dem erwähnten Aufschluss war der mittlere Theil der dichten Dolomite zu wenig entblösst, um genaue Beobachtungen zu gestatten. Die obersten Bänke zeigten sich jedoch wieder deutlich aufgeschlossen, und es trat hier ganz, wie es oben beschrieben worden ist, an der Grenze gegen die bunten, auch hier lebhaft roth und graugrün gefärbten Mergel des mittleren Muschelkalks eine feinporöse Bank von gelblichweissem dichtem Dolomit mit Andeutung von halbkugelig-schaliger Absonderung auf.

Die in dieser Weise bisher nicht gekannte, bis auf die Richtung der Wellenstreifen — was besonders bemerkenswerth erscheint — sich erstreckende Uebereinstimmung, welche den vorstehenden Ausführungen nach der untere Muschelkalk in den nördlicheren Theilen des Elsass mit dem des angrenzenden lothringischen Plateaus aufweist, erscheint auch für die Rheinthalfrage insofern von Interesse, als die Anschauung, nach welcher der Einbruch des Rheinthals nicht schon während der Buntsandsteinablagerung erfolgte, durch diese Verhältnisse wieder in besonders deutlicher Weise erläutert wird. In der That ist es wohl kaum denkbar, dass die Schichten des unteren Muschelkalks in so vollständig gleichartiger Ausbildungsweise[1] zu beiden Seiten der heutigen niederen Vogesen hätten zum Absatz gelangen können, wenn letztere schon zur Zeit dieser Niederschläge eine trennende Landmasse zwischen den beiden in Betracht gezogenen Absatzgebieten gebildet hätten. Erinnern wir uns dann hier noch des interessanten,

1. Auch die Mächtigkeiten der einzelnen Abtheilungen des unteren Muschelkalks stimmen auf beiden Seiten des Gebirges, soweit man darüber ohne genauer gemessene Theilprofile, welche aus dem unterelsässischen Gebiet zum grossen Theil noch fehlen, urtheilen kann, jedenfalls sehr nahe überein.

in neuerer Zeit nachgewiesenen Vorkommens von Muschelsandstein in den mittleren Vogesen[1], aus welchem wenigstens für die tieferen Schichten des unteren Muschelkalks ein ehemaliges Uebergreifen über diesen Theil des Gebirges unmittelbar hervorgeht, so kann, wenn man die soeben erörterten Verhältnisse mit berücksichtigt, von dem Vorhandensein einer der heutigen oberrheinischen Tiefebene ähnlichen Einsenkung, bezw. einer den heutigen Vogesen entsprechenden Landmasse vor der Zeit des Muschelkalks wenigstens für die nördlichen Zweidrittheile dieses Gebirges schlechterdings wohl nicht die Rede sein.

6. Beziehungen zwischen der Entwickelung des unteren Muschelkalks im Reichslande und derjenigen im übrigen Südwestdeutschland und in Thüringen.

Hierzu Tabelle 2.

Da die zwischen verschiedenen Verbreitungsgebieten einer Formation bestehenden Beziehungen am besten durch tabellarische Zusammenstellungen erläutert werden können, so gebe ich auf Tabelle 2 eine derartige Uebersicht über die Gliederung der uns hier beschäftigenden Formation in verschiedenen südwestdeutschen Gegenden. Obwohl diese Tabelle, auf welcher ich mir nur einzelne, für den vorliegenden Zweck nöthige, formale Abweichungen von den Angaben der betreffenden Beobachter erlaubt habe, alles Wichtigere zum Ausdruck bringen dürfte, so erscheint es mir doch nützlich, hier noch besonders diejenigen Punkte zusammenfassend hervorzuheben, welche für die Beurtheilung unserer elsass-lothringischen Verhältnisse, verglichen mit denen anderer mehr oder weniger benachbarter deutscher Gebiete, besonders wichtig sein dürften.

Da kommt zunächst in Betracht der Nachweis bezw. die genauere Feststellung mehrerer zum Theil ausgezeichneter Terebratelhorizonte. Dass unsere Terebratelzone der thüringischen

---

1. L. van Werveke. Ueber einige Verwerfungen in den mittleren Vogesen. — Diese Mittheilungen I, 1887, Seite 110.

entspricht, unsere Haupt-Terebratelbank mit der thüringischen unteren, die obere ebenso mit der dortigen oberen zu vergleichen ist, kann nicht zweifelhaft sein, wenn man die Entwickelung in den zwischenliegenden Gegenden berücksichtigt. Die mannichfachen Beziehungen sind so klar und treten so deutlich auf der Tabelle hervor, dass eine eingehendere Begründung überflüssig ist. Es sei hier nur noch daran erinnert, dass auch in Thüringen die beiden Terebratelbänke dieser Zone sich manchmal in eine ganze Reihe von Bänken «zerschlagen» oder, richtiger ausgedrückt, anstatt in je einer, gewöhnlich vorhandenen compakteren Bank zuweilen in zahlreicheren, ungefähr im Niveau der letzteren liegenden Bänken auftreten. Die Mächtigkeit der Terebratelzone ist in diesem Falle auch dort eine etwas grössere (am Zickelsberge unweit Eisenach etwa 8 m[1]), so dass alsdann die Uebereinstimmung mit den lothringischen Verhältnissen noch mehr hervortritt. Wird in dieser Weise parallelisirt, so nimmt auch bei uns das einzige bis jetzt beobachtete Terebratelvorkommen, welches auf *Terebratula Ecki* bezogen werden kann, dasjenige Niveau ein, in welchem diese Form nach Feststellung des Eck'schen oberen Terebratelhorizontes (vergl. Reihe 3 und 7 der Tabelle) hätte vermuthet werden können. Jedenfalls ist nur dieses Vorkommen mit dem Eck'schen unteren Terebratelhorizont in Verbindung zu bringen, nicht das verhältnissmässig sehr viel tiefere in der oberen Trochitenbank, auf welches, als das bei weitem auffallendere, die älteren Angaben über tief gelegene Terebratelbänke im reichsländischen oder pfälzischen Verbreitungsgebiet offenbar zu beziehen sind[2]. Ueber die Bedeutung des letzteren Horizontes, welcher gleichzeitig, wie wir sahen, als ein recht deutlicher Spiriferinenhorizont entwickelt ist, werden wir sogleich weiter zu sprechen haben. Ziehen wir noch in Betracht, dass Terebrateln schon in der untersten Schicht, unmittelbar über der Buntsandsteingrenze

---

1. W. Frantzen. Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Theile von Thüringen u. s. w. — Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1887. Berlin 1888. S. 45—47.

2. Dies gilt wohl auch von dem tieferen der beiden von Benecke erwähnten Terebratelhorizonte, welchen H. Eck, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXXII, 1880, S. 54 und Anm. 1 daselbst, mit seinem unteren Horizont vergleichen zu können glaubte.

nicht allzu selten auftreten, dass sie in der oberen Myacitenbank nicht gänzlich fehlen, ferner zuweilen auch in den Dolomitlagen zwischen letzterer und der Haupt-Terebratelbank sich einstellen und endlich zum letzten Male im Niveau der Gervillien-Myaciten-Bank hie und da erscheinen, so sieht man, dass die Terebrateln in den allerverschiedensten Niveaus, nämlich in sämmtlichen durch Versteinerungsführung überhaupt irgendwie ausgezeichneten Horizonten unterhalb der Pentacrinus-Bank vorkommen. Gleichwohl spielen sie nur in den wenigen, auf Taf. V als Terebratelhorizonte ausdrücklich hervorgehobenen Bänken infolge massenhaften Auftretens die Rolle von ausgezeichneten Leitversteinerungen, und eine Verwechselung auch dieser letzteren Bänke unter einander ist wegen ihrer sonstigen wohl unterschiedenen Ausbildungsweise kaum möglich. In den Schichten über dem oberen ECK'schen Terebratelhorizont fehlen auch in den übrigen auf der Tabelle berücksichtigten Gegenden, wie wohl in dem ganzen südwestdeutschen Verbreitungsgebiet überhaupt, die Terebrateln fast vollständig[1].

Nächst dem Auftreten der Terebrateln ist dasjenige der Spiriferinen von Interesse für den Vergleich mit anderen Gebieten. Bereits BENECKE hatte das Vorhandensein zweier Horizonte mit *Spiriferina* wahrscheinlich machen können. Vollständige Klarheit über die Lage derselben erbrachten die Spezialaufnahmen. Bei Pfalzburg sammelten im Frühjahr 1887 die Herren BENECKE und VAN WERVEKE aus einer mulmigen, braunen Sandsteinbank, welche daselbst in den untersten 5 Metern des unteren Muschel-

1. Im Hessen'schen dürften die Verhältnisse nicht andere sein. Das von dort angegebene Vorkommen von *Terebratula vulgaris* im Schaumkalk (nach MOESTA; vergleiche H. CREDNER, Elemente der Geologie, 6. Aufl. 1887, S. 555) ist jedenfalls nicht auf das Aequivalent der Schaumkalkzone δ, sondern vielmehr auf dasjenige der Schaumkalkzone γ, d. i. die Terebratelzone, zu beziehen. Nach FRANTZEN (a. a. O., S. 70—71) hätte MOESTA, durch ein verändertes Aussehen der obersten Schaumkalkbänke getäuscht, manchmal die ganze Schaumkalkzone δ zum mittleren Muschelkalk gezogen, wodurch sich die Schwierigkeit, manche der MOESTA'schen Angaben bezüglich der obersten Schichten des unteren Muschelkalks mit denen über benachbarte Gebiete in Einklang zu bringen, erklären würde. Das Auftreten von *Terebratula vulgaris* als Leitversteinerung im obersten Schaumkalk Hessens müsste im Hinblick auf die Entwickelung in dem nahe gelegenen Thüringen sowie auf diejenige im ganzen südwestlichen Deutschland überhaupt sehr auffallend erscheinen.

kalks auftritt, neben *Terebratula vulgaris* und anderen in grosser Zahl auftretenden Versteinerungen auch *Spiriferina fragilis*. Nachdem ich das betreffende Gestein gesehen und mit Handstücken aus dem in Rede stehenden Gebiet hatte vergleichen können, war es mir nicht mehr zweifelhaft, dass das Lager der Versteinerung in der Trochitenbank unmittelbar über dem Grenzletten oder in derjenigen 3 m darüber zu suchen sei. In beiden gelang es mir dann, die betreffende Versteinerung aufzufinden, und zwar erwies sich die obere Trochitenbank, welche wir auf Seite 122 als deutlichen Terebratelhorizont kennen lernten, auch als ein stellenweise ausgezeichnet entwickelter Spiriferinenhorizont. Einer Parallelisirung dieser Spiriferinenbank mit der von SCHALCH am südöstlichen Schwarzwalde, sehr nahe über der Buntsandsteingrenze nachgewiesenen Dentalien- oder Bleiglanzbank, welche gleich jener Schicht Trochiten und Terebrateln führt, steht schon insofern nichts im Wege, als in demselben Lager bei Waldshut neben der *Terebratula vulgaris* auch *Spiriferina fragilis* von SCHILL beobachtet wurde (siehe Reihe 4 der Tab.). Die Identität unserer oberen Trochitenbank mit der Dentalienbank von SCHALCH (und SCHILL) wird aber zur Gewissheit durch das im Unter-Elsass auf einer mit Herrn VAN WERVEKE bei Niederbronn gemeinschaftlich ausgeführten Excursion beobachtete Vorkommen von *Dentalium laeve* in jenem selben Horizont[1]. (Siehe auch Nachträge, 1, S. 182.)

---

1. Dentalien zeigen sich nach den Angaben der Beobachter in sehr verschiedenen Horizonten des unteren Muschelkalks. In Thüringen findet man nach FRANTZEN (Uebers. d. geol. Verh. b. Meiningen, 1882, S. XVII) *Dentalium laeve* «wohl in jeder Bank des Wellenkalks in grösserer oder geringerer Zahl». Auf das Vorkommen dieser Versteinerung überhaupt in einer bestimmten Bank kann somit, d. h. also, wenn man nicht die übrigen Verhältnisse der Bank (Ausbildungsweise, Lage, Gesammtversteinerungsführung) mit berücksichtigt, noch weniger Gewicht gelegt werden als etwa auf dasjenige der Terebrateln oder Spiriferinen an und für sich. Da jedoch weiter nach Süden bezw. Südwesten *Dentalium* etwas weniger häufig zu sein scheint oder wenigstens aus den betreffenden Gegenden seltener erwähnt wird, so bietet das Erscheinen dieser Form in der danach benannten Bank des südöstlichen und südlichen Schwarzwaldes einerseits und in unserer oberen Trochitenbank anderseits bei der sonst so ähnlichen Versteinerungsführung der beiden Bänke und ihrer gleichen Lage innerhalb der ganzen Schichtenfolge gerade wegen der verhältnissmässigen Seltenheit der Dentalien in diesen Gebieten überhaupt doch immer einen bemerkenswerthen Vergleichungspunkt mehr dar.

An der sanft ansteigenden Landstrasse, welche von Niederbronn nach Oberbronn führt, sind unmittelbar südlich von der Eisenbahnunterführung dicht bei ersterem Ort die obersten Bänke des Buntsandsteins und die tiefsten Schichten des Muschelkalks angeschnitten. Unmittelbar auf dem Grenzletten lagert hier, wenig unterhalb des Gasthauses zur schönen Aussicht, eine bräunliche Sandsteinbank mit einzelnen Trochiten, entsprechend der unteren Trochitenbank, und nahe darüber folgt zwischen heller gefärbten Sandsteinen und Thonen eine ganz ähnliche, bräunliche Sandsteinschicht, welche besonders *Myophoria vulgaris, Lima striata* und Trochiten führt. Ausser diesen Versteinerungen gelang es Herrn VAN WERVEKE noch einige deutliche Abdrücke von *Dentalium laeve* aus dem Gestein heraus zu schlagen. Da der Aufschluss nicht klar genug war, um die Folge der einzelnen Bänke deutlich erkennen zu lassen, so konnte bei dem langsamen Ansteigen des Gehänges der Abstand der oberen Trochitenbank von der Oberkante des Grenzlettens nur durch barometrische Messungen ermittelt werden. Derselbe ergab sich zu etwa $2^1/_2$ m. Die obere, *Dentalium* führende Trochitenbank liegt also hier in derselben Höhe wie die obere Trochitenbank mit *Spiriferina* in Lothringen.

Herr VAN WERVEKE fand unlängst noch, sowohl an der soeben genannten als auch an einer zweiten Stelle in der Niederbronner Gegend, in demselben Niveau Ammoniten auf, welche von Herrn Professor BENECKE als zu *Ammonites Buchi* gehörig bestimmt wurden. Der zweite Fundpunkt liegt westlich von Langensulzbach, unweit Wörth, bei dem kleinen Orte Linienhausen. Unmittelbar oberhalb der südlichsten Häuser ist hier in dem Einschnitt des Weges, welcher an denselben vorüber nach der Höhe führt, die Grenze des Muschelkalks gegen den Buntsandstein bloss gelegt. Etwa 2 bis 3 m über derselben tritt eine braune, poröse Sandsteinbank mit Trochiten, welche schon ALBERTI (Trias, S. 56) aus dieser Gegend erwähnt, und *Lima striata* auf. Diese Schicht bildet das Lager des genannten Ammoniten. Es handelt sich also hier um dieselbe Bank, welche an dem Fundpunkt bei Niederbronn selbst den *Amm. Buchi* neben Dentalien und Trochiten führt.

Dass das mit den oberen Terebratelbänken zusammenfallende

Spiriferinen-Vorkommen — einzelne der gesammelten Spiriferinen dürften aus den terebratelführenden Bänkchen unmittelbar über der oberen Terebratelbank stammen — demjenigen in der thüringischen Terebratelzone und, wenigstens ungefähr, der Sandberger'schen Spirigerinen-Bank mit *Spiriferina fragilis* entspricht, bedarf keiner Erörterungen. Auf keinen Fall aber darf dasselbe mit der eigentlichen Spiriferinen-Bank Sandberger's bei Würzburg, welche sich einerseits nach Thüringen hinein und anderseits in südwestlicher Richtung bis an die Rheinebene heran hat verfolgen lassen, in Beziehung gebracht werden.

Genau im Niveau der letzteren, welche im Odenwald, in Franken und in Thüringen so merkwürdig übereinstimmend 7 bis 8 m unter der ersten Schaumkalkbank auftritt (siehe Tab. 2, Reihe 5, 6, 7), nämlich ebenfalls 8 m unter der Schaumkalkzone, liegt bei uns die Pentacrinus-Bank und zwar ganz wie in den genannten Gegenden innerhalb eines Complexes von Wellenkalken bezw. sehr wellenkalkähnlichen Gesteinen, welche sich im allgemeinen durch grosse Einförmigkeit und Armuth an Versteinerungen auszeichnen. Es müsste als sehr auffallend bezeichnet werden, wenn ein nach Benecke's Beschreibung noch in der Heidelberger Gegend so ausgezeichnet entwickelter Horizont hier auf der linken Rheinseite nicht mehr zu deutlicher Ausbildung gelangt wäre, und wir können wohl unbedenklich unsere Pentacrinus-Bank als das Aequivalent der Spiriferinen-Bank (Sandberger) in Franken und im Odenwald sowie des obersten Spiriferinen-Horizontes in Thüringen betrachten. Dass Spiriferinen aus der Pentacrinus-Bank bis jetzt nicht bekannt sind, kann hierbei jedenfalls nicht als ausschlaggebend betrachtet werden. Auch in Thüringen sind sie nicht überall in der Schicht nachgewiesen, und in der Gegend von Meiningen, wo dieselbe *Pentacrinus dubius* neben einigen anderen Versteinerungen, aber nach den bisherigen Beobachtungen keine Spiriferinen führt, scheint sie unserer Pentacrinus-Bank, abgesehen von der petrographischen Beschaffenheit, recht ähnlich ausgebildet zu sein.

In Thüringen kennt man noch eine weitere Spiriferinenbank, welche bei Meiningen etwa 7 m unter der Terebratelzone liegt.

Entsprechend der viel geringeren Mächtigkeit der tieferen Schichten bei uns würde diese Bank etwa in das Niveau der terebratelführenden Dolomitbänkchen dicht unter der Haupt-Terebratelbank fallen.

So hätten wir denn im unteren Muschelkalk Südwest-Deutschlands eine ganze Reihe von Spiriferinenhorizonten: im Niveau der unteren Trochitenbank, in demjenigen der oberen Trochitenbank (Dentalien- oder Bleiglanzbank, SCHALCH), nahe unter der Terebratelzone, in dieser selbst und endlich nicht tief unter der Schaumkalkzone. Alle fallen, mit Ausnahme des obersten, mit mehr oder weniger deutlich entwickelten Terebratelhorizonten zusammen, da auch im Niveau der in Thüringen zwischen der oberen Oolithbank und der unteren Terebratelbank auftretenden Spiriferinenbank, wie wir sahen, bei uns manchmal Terebrateln vorkommen und dieselben ebenso in der untersten Bank des Muschelkalks nicht fehlen. Letztere ist wegen des im ganzen, wie es scheint, wenig häufigen Vorkommens von *Spiriferina* nicht von so grosser Bedeutung für die Gliederung und für vergleichende Betrachtungen wie die übrigen Spiriferinenhorizonte.

Aus den Schaumkalken der westdeutschen Gegenden sind Spiriferinenbänke ebenso wenig wie Terebratelbänke bekannt. Die Spiriferinen verhalten sich also ganz ähnlich wie die Terebrateln. Wie diese werden sie hin und wieder einmal wahrscheinlich auch noch in anderen Niveaus als den angeführten getroffen werden, ohne dass dadurch die als eigentliche Spiriferinenhorizonte geltenden Bänke ihre Bedeutung als Leithorizonte einbüssen.

Ueberaus klar treten im grossen und ganzen auch für die obersten Schichten des unteren reichsländischen Muschelkalks die Beziehungen zur badischen, fränkischen und ganz besonders wieder auch zur thüringischen Entwickelung auf der Tabelle hervor. Das Lager der *Myophoria orbicularis* wurde schon von BENECKE schärfer bestimmt, welcher bereits darauf hinwies, dass in der von WEISS für die Gegend von Saarbrücken aufgestellten Gliederung genau genommen wohl nur der obere Theil der «dolomitischen Zone» als «Schichten mit *Myophoria orbicularis*» zu

bezeichnen ist, wofern nämlich auf die paläontologischen Verhältnisse das Hauptgewicht gelegt wird. Die dolomitische Zone mit *Myophoria orbicularis* von Weiss umfasst in der That ausser den eigentlichen Orbicularis-Schichten noch den Schaumkalk-Wellenkalk-Complex. Zur besseren Veranschaulichung dieses Verhältnisses, welches auch aus den Anschlüssen der lothringischen Kartenblätter an die Weiss'schen Aufnahmen erhellt, diene die Nebeneinanderstellung der Weiss'schen Gliederung und des nachfolgenden, durch Herrn van Werveke diesen Sommer bei Forbach (am Fusse des Kelschberges) aufgenommenen Profils, welches mir derselbe für diese Mittheilung zur Verfügung zu stellen die Freundlichkeit hatte[1]. Zur bequemeren Uebersicht setze ich hier gleich noch die von A. Leppla (Ueber den Buntsandstein im Haardtgebirge. — Geogn. Jahreshefte, Bd. I, Kassel 1888, S. 50—51) für die Hinterpfalz mitgetheilte Gliederung, auf welche weiter unten noch zu verweisen sein wird, daneben.

Gliederung im Saarbrücken'schen nach E. Weiss.	Profil bei Forbach nach L. van Werveke.	Gliederung in der Hinterpfalz nach A. Leppla.
Dolomitische Zone mit *Myophoria orbicularis.*	Dichter gelber Dolomit, zum Theil schiefrig oder mit Calcitadern. 0,5 Körniger glaukonitreicher Dolomit verwachsen mit dichtem, gelbem. *Myoph. orbicularis* 0,15 Hellgraugelbe Mergel mit mehreren dünnen Dolomitbänkchen. 0,5	Weisse Blättermergel und Kalke mit *Myophoria orbicularis.*

1. Das etwa 3° betragende Einfallen der Schichten ist bei den Messungen nicht berücksichtigt. — In dem Forbacher Profil entspricht die genau in der Mitte der Schichten über dem Schaumkalk-Wellenkalkcomplex gelegene glaukonitreiche Dolomitbank mit *Myophoria orbicularis* unserer Knochenbank. Die unterste der 3 Terebratelbänke ist als das Aequivalent der Haupt-Terebratelbank, die mittlere als das der oberen, so häufig durch besondere Härte ausgezeichneten Terebratelbank zu betrachten, während die oberste Bank mit *Terebratula* des Forbacher Profils mit unserer, stellenweise ebenfalls als Terebratelhorizont entwickelten Gervillien-Myaciten-Bank zu vergleichen ist. Die untersten 11,5 m Sandsteine und Mergel des Profils entsprechen unserer Trochitenzone und Region der Myaciten-Bänke zusammen.

Gliederung im Saarbrücken'schen nach E. Weiss.	Profil bei Forbach nach L. van Werveke.	Gliederung in der Hinterpfalz nach A. Leppla.
Dolomitische Zone mit ***Myophoria orbicularis.***	Schaumkalkähnliche Bank mit spärlichen Crinoidenresten 0,15 Gelbgrauer Sandstein . . . . . 0,5 Graue Mergel . . . . . 2,7 Schiefrige Dolomite mit undeutlicher Wellenstreifung . . . . . 2,1 Obere Abtheilung . . . 6,6 m	Graublaue Kalkbänke mit schaumkalkähnlichen Lagen ***(Pecten discites)*** und braunen grobkrystallinen Dolomitschichten. Oberer od. eigentlicher Wellenkalk, im allg. der dolomitischen Zone von Weiss entsprechend, etwa 20 m.
Muschelsandstein mit ***Terebratula vulgaris,*** *Encrinus liliiformis, Lima striata* und *lineata, Pecten laevigatus,* ***Amm. Buchi,*** *Natica gregaria, Gervillien* u. *Myophorien.*	Vorwaltend schaumkalkartige Gesteine, in denselben eine Bank mit *Pecten* und ***Pentacrinus*** 1,2 Mergel, Sandsteine u. Dolomite mit 3 ***Terebratula***-Bänken, die oberste 6,5, die mittlere festere terebratelreiche Bank 4,5 m über, die unterste an der Basis des Complexes . . . . . 11,0 Mergel und Sandsteine, erstere in den oberen 5 m vorwaltend . 11,5 Untere Abtheilung. . 23,7 m	Dünnplattige Kalkbank, grau, auf den verwitterten Schichtflächen häufig mit Stielgliedern von ***Pentacrinus dubius.*** Kalkiger, gelblichweisser und braungelber, plattiger Sandstein sowie sandiger Mergel m. eingeschlossenen Dolomit- u. Kalkbänken und dolomitischen Sandsteinen. In der oberen Hälfte reich an ***Terebratula vulgaris,*** *Gervillia socialis, Lima lineata, Myacites* u. anderen Versteinerungen. Unterer Wellenkalk oder Muschelsandstein, etwa 40 m.

Es unterliegt, wie ein Blick auf die Tabelle lehrt, wohl keinem Zweifel, dass unsere «dichten Dolomite», nach oben meist begrenzt

durch lebhaft ockergelbe Kalke bezw. Dolomite, nach unten durch eine regelmässig wiederkehrende harte, schaumig-poröse oder oolithische Bank, welche durch das stellenweise massenhafte Nebeneinandervorkommen von *Myophoria orbicularis* und einer glattschaligen *Gervillia costata* (*Gervillia Goldfussi* Stromb. nach Frantzen, Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt f. 1886, 307) besonders charakterisirt ist, allein als das genaue Aequivalent der Orbicularis-Schichten in Thüringen zu betrachten sind, deren obere Grenze der (obere) «Ockerkalk» v. Seebach's, wo er entwickelt ist, deren untere dagegen die «obere Schaumkalkbank» mit zahlreichen Exemplaren von *Gervillia Goldfussi* neben *Myophoria orbicularis* bildet. Es scheint mir am nächsten liegend, den oberen, mehrere Meter mächtigen Schaumkalkcomplex des lothringischen Profils als Vertreter der obersten und mittleren Schaumkalkbank Thüringens zusammen aufzufassen. Auf jeden Fall aber müssen die Dolomitbänke, in welchen neben *Myophoria orbicularis* noch so häufig andere Versteinerungen vorkommen, zur Schaumkalkzone gezogen werden, wenn es sich darum handelt, mit der thüringischen Entwickelung zu vergleichen, zu welcher unsere elsass-lothringische so auffallend nahe Beziehungen zeigt, wie sie bei der doch recht erheblichen Entfernung der beiden Gebiete von einander kaum noch zu erwarten gewesen wären. Gerade in der Schaumkalkzone lassen die lothringischen Profile zu wünschen übrig, da in manchen derselben, wie schon aus der oben gegebenen Darstellung hervorgeht, eine Trennung des Schaumkalkes von den Wellenkalken, wenigstens petrographisch, kaum mehr durchführbar ist. Würde man etwa ein beliebiges lothringisches Profil des Schaumkalk-Wellenkalk-Complexes mit einem beliebigen, vielleicht gerade wenig charakteristischen thüringischen Profil aus der entsprechenden Schichtenzone vergleichen, so könnte man allerdings leicht zu eigenthümlichen Ansichten bezüglich des Werthes der in den verschiedenen deutschen Verbreitungsgebieten des unteren Muschelkalks versuchten Eintheilungen in Unterabtheilungen und Zonen gelangen. Hier kann offenbar nur das aus möglichst zahlreichen Einzelbeobachtungen abgeleitete Gesammtverhalten einer ganzen Zone über grössere Erstreckungen hin als maassgebend

und wesentlich angesehen werden. Von diesem Standpunkt aus verglichen, erscheint dann aber in Anbetracht der grossen Entfernung der beiden Verbreitungsgebiete die Aehnlichkeit der Entwickelung der lothringischen Schaumkalkzone mit derjenigen Thüringens recht bemerkenswerth.

In dem Heidelberger Profil (Reihe 5 der Tab.) sind wohl die über dem «oberen Schaumkalk» BENECKE's folgenden 3 Meter Gestein mit den «Pflastersteinbänken» noch zur Schaumkalkzone zu ziehen, und ebenso muss man, wie mir scheint, in dem Würzburger Profil (Reihe 6) die untere Grenze der *Myophoria orbicularis*-Zone (im ECK'schen Sinne) über die «Sackbank» legen, wenn man schärfer mit Thüringen parallelisiren will. Die Gründe, welche mir ein solches Verfahren statthaft erscheinen lassen, sind, wie aus der Tabelle ersichtlich ist, ganz ähnlicher Art wie diejenigen, welche mir für die soeben begründete Auffassung des lothringischen Schaumkalkcomplexes in seinem Verhältniss zur Orbicularis-Zone im engeren Sinne maassgebend erschienen. Dieser Deutung gemäss würde also die obere Schaumkalkbank in Franken und im Odenwalde in gleicher Linie stehen mit der mittleren Schaumkalkbank der Schaumkalkzone δ in Thüringen und mit dem unteren Theil der obersten Schaumkalkmasse in Lothringen. Die in dem lothringischen Profil für die Schaumkalkzone angenommene Durchschnittsmächtigkeit ist eher einen Meter zu niedrig als zu hoch gegriffen, und zwar auf Kosten der Mächtigkeit des Wellenkalkcomplexes zwischen der Schaumkalkzone und der Pentacrinusbank. Mit Rücksicht hierauf erscheint die Uebereinstimmung der Schaumkalkzone Lothringens, Frankens und des Odenwaldes in der hier angenommenen Begrenzung mit derjenigen Thüringens sehr gross.

Beim Ueberblicken der Tabelle fällt überhaupt sofort in die Augen, wie nahezu gleich sich der ganze Schichtencomplex oberhalb der Haupt-Terebratelbank, d. i. die obere Abtheilung des unteren Muschelkalks nach der jetzigen Auffassung von ECK, nicht bloss bezüglich der Gliederung, sondern selbst hinsichtlich der Mächtigkeit in den hier berücksichtigten Gebieten verhält. Die Gesammtmächtigkeit hält sich hier überall zwischen 30 und

40 m[1], sie steigt von 33,5 bei Rohrbach und Wolmünster in Lothringen nur bis 39 bei Würzburg und Meiningen.

Anders verhält es sich mit der unteren Abtheilung Eck's, welche mit dem unteren Wellenkalk Sandberger's und unserer unteren Abtheilung zusammenfällt. Dieselbe nimmt vom nördlichen reichsländischen Gebiet aus in der Richtung nach dem mittleren Württemberg und besonders nach Franken und Thüringen hin an Mächtigkeit zu, so dass letztere von 22,5 bei Wolmünster in Lothringen auf 71,5 bei Meiningen, also bis über das Dreifache ansteigt. Die fast genau doppelt so grosse Mächtigkeit des unteren Muschelkalkes in Thüringen (etwa 110 m) gegenüber derjenigen im Nordosten des Reichslandes (56 m) ist also fast ausschliesslich auf Rechnung des unteren Wellenkalkes in Thüringen zu setzen. (Siehe auch Nachträge, 2, S. 182.)

In der unteren Abtheilung liessen sich etwa, wenn wir zunächst von der Entwickelung bei uns ausgehen, vier Complexe unterscheiden, welche sich aber wohl kaum überall so gut verfolgen lassen werden, wie es bei den Zonen unserer und der Sandberger'schen mittleren und oberen Abtheilung (zusammen = obere Abtheilung Eck's, oberer Wellenkalk Thüringens nach neuerer Auffassung) meist der Fall ist. Der unterste Complex würde die Schichten von der oberen Buntsandsteingrenze bis einschliesslich der oberen Trochitenbank (unterster Haupt-Terebratel- und Spiriferinen-Horizont = Dentalien- oder Bleiglanzbank Schalch's u. Schill's) umfassen, also unserer Trochitenzone im engeren Sinne entsprechen. Der nächste Complex würde bis zur Bank der *Terebratula Ecki* (mittlerer Haupt-Terebratelhorizont = unterer Terebratelhorizont Eck's, untere Oolithbank in Thüringen, etwa = untere Myacitenbank in Lothringen) reichen. Der dritte Complex läge zwischen den beiden Oolithbänken

1. In Reihe 3 der Tab. sind die Durchschnittszahlen aus den beiden von Eck mitgetheilten Profilen von Rohrdorf bei Nagold und Aach bei Dornstetten angenommen. Nach dem Profil von ersterer Stelle würde die Gesammtmächtigkeit der oberen Abtheilung Eck's in dieser Gegend 32,6 m betragen. — Die Heidelberger Gegend, in welcher die Verhältnisse wohl nur scheinbar anders liegen, kann hier nicht zum Vergleich herangezogen werden. Da nämlich Benecke in seinem Profil einen der Terebratelzone entsprechenden Complex nicht ausgeschieden hat, so lässt sich natürlich nicht genauer beurtheilen, wie hier die Grenze gezogen ist.

α und β in Thüringen (etwa entsprechend den beiden Myacitenbänken in Lothringen), der vierte zwischen der oberen Oolith- bezw. Myacitenbank und der Haupt-Terebratelbank bezw. dem ECK'schen oberen Terebratelhorizont (oberer Haupt-Terebratelhorizont = Terebratelzone). In allen vier Zonen (vergl. die Tab.), mit Ausnahme vielleicht der obersten, kommt *Ammonites Buchi* vor. Von demselben bewahrt die geologische Landes-Sammlung in Strassburg ausser den bereits erwähnten, aus der Niederbronner Gegend stammenden Stücken ein von Herrn Professor BENECKE bei Siersdorf gesammeltes Exemplar. In der Taubergegend findet sich nach BAUR (Oberamtsbeschreibung von Mergentheim, herausgeg. v. K. stat. topogr. Bureau 1880, S. 6[1]) *Ceratites Buchi* in Begleitung der Stielglieder von *Encrinus* im dortigen 20 m mächtigen Wellendolomit, und VOGELGESANG[2] führt *Ammonites Buchi* neben *Waldheimia vulgaris, Myophorien, Lingula tenuissima, Ichthyosaurus atavus* und v. a. Versteinerungen aus den tieferen Schichten des unteren Muschelkalks bei Villingen u. s. w. an. *Ammonites Strombecki* — in der soeben genannten Sammlung durch das von LEOP. v. BUCH zuerst (Mus. hist. nat. Argent.) als *Ammonites* [*Ceratites*] *Schimperi* und später (Ueber Ceratiten, Berlin 1849, S. 13) als *Ceratites parcus*, von SCHIMPER aber (Palaeontologica Alsatica, Ier fascic., p. 9—10, pl. IV) als *Ammonites nodosus* beschriebene Stück vertreten, welches aus den oberen Schichten des grossen Sandsteinbruchs von Sulzbad stammt — wird von SCHALCH aus seiner Dentalienbank angegeben und ist von SANDBERGER in der gleichbenannten Schicht, von FRANTZEN aber etwa im Niveau des ECK'schen unteren Terebratelhorizontes beobachtet.

Wie der letztere Horizont bereits in sehr verschiedenen Gegenden aufgefunden worden ist, so wird sich wohl auch ein Aequivalent unserer Trochitenzone (im engeren Sinne, mit dem untersten Spiriferinen- und Terebratelhorizont), welche in dem SCHALCH'schen Profile ungefähr durch die Schichten von der Dentalienbank einschliesslich abwärts dargestellt wird, noch mehrfach schärfer nach-

1. Angeführt nach FRAAS, Geogn. Beschr. v. Württemberg, Baden u. Hohenzollern, 1882, S. 24, 25.

2. Geol. Beschr. der Umgeb. v. Triberg u. Donaueschingen. — Beitr. z. Stat. d. Grossh. Baden, H. 30, 1872, S. 77.

weisen lassen. Gewiss beruht es auf keinem Zufall, dass von den Beobachtern ganz verschiedener Gegenden übereinstimmend gerade aus den untersten Schichten die etwas höher hinauf so seltene *Lingula tenuissima* und Wirbelthierreste angegeben werden, welche beide für unsere untere Trochitenbank, obgleich meist in schlechten Bruchstücken vorliegend, doch charakteristisch sind. Auch das für diese Schichten nicht selten hervorgehobene verhältnissmässig noch häufige Vorkommen von Pflanzenresten sowie dasjenige von deutlichen Trochiten[1], welche zwar schon im obersten Buntsandstein vorkommen, hier aber jedenfalls zu den allergrössten Seltenheiten gehören, sind mit unserer Trochitenzone gemeinsame Züge, welche als Andeutung des Vorhandenseins derselben in zum Theil sehr entfernten Gebieten aufgefasst werden können. Ob freilich unsere untere Muschelkalkgrenze mit derselben Grenze, wie sie in anderen süddeutschen Muschelkalkprofilen gezogen ist, immer ganz genau übereinstimmt, lässt sich zur Zeit noch nicht genügend beurtheilen. So entspricht vielleicht der Sandberger'sche Wellendolomit (von Frantzen, Jahrb. pr. geol. Landesanstalt f. 1887, S. 7 zum Röth gestellt) wenigstens theilweise den obersten, meist stark thonigen Lagen unseres Voltziensandsteins, und ähnlich mag es auch noch in anderen Fällen sein. Doch kann es sich hier, selbst wenn mit äusserster Schärfe parallelisirt werden soll, immer nur um Verschiebungen der Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk von ein bis ganz wenigen Metern in dem einen oder anderen Profile handeln.

Als Grenzbänke zwischen Buntsandstein und Muschelkalk können bei uns seit den grundlegenden Arbeiten von Weiss und den an dieselben anschliessenden von Benecke nach wie vor jedenfalls nur der Grenzletten (Weiss) und das Trochitenbänkchen (Benecke) betrachtet werden, von welchen der erstere für die Verfolgung der Grenze im allgemeinen bei Kartirungsarbeiten sehr wichtig ist, das letztere (unsere untere Trochitenbank) jedoch für eine schärfere Bestimmung der Grenze in Aufschlüssen und

1. Platz (Geol. Beschr. der Umgeb. v. Forbach u. Ettlingen. — Beitr. z. Stat. d. Grossh. Baden, H. 33, 1873, S. 26) erwähnt Stielglieder von *Encrinus* als »ganze Bänke erfüllend« sowie *Anoplophora Fassaensis*, »welche oft ganze Gesteinsplatten überdeckt«, aus dem Wellendolomit von Wilferdingen und Nöttingen.

bisweilen auch auf freiem Felde wegen des nicht seltenen Ausfallens des Grenzlettens und der Aehnlichkeit der Gesteine einige Meter über und unter dem Niveau desselben sicherer leitet. Die obere Trochitenbank kann nämlich offenbar schon darum, weil sie in solcher Häufigkeit *Terebratula vulgaris* und *Spiriferina*, deren Auftreten als Leitversteinerungen in sehr verschiedenen Horizonten grade für den unteren Muschelkalk besonders charakteristisch ist, enthält, nur zu letzterem gestellt werden. Da sich nun aber die untere Trochitenbank von jener weniger durch die Versteinerungsführung selbst als durch das Mengenverhältniss der einzelnen Arten unterscheidet, so ist naturgemäss der von diesen beiden Bänken eingeschlossene Schichtencomplex, trotz der häufig so grossen Aehnlichkeit der zwischenliegenden Gesteine mit dem Voltziensandstein, gleichfalls nur zum Muschelkalk zu rechnen.

Auf die Zugehörigkeit des «Muschelsandsteins» («grès bigarré coquiller») zum oberen Buntsandstein als obere Abtheilung desselben («grès bigarré supérieur») kommt ganz neuerdings A. Liétard[1] zurück, welcher sich hierbei besonders auf das Vorkommen von für den unteren Muschelkalk charakteristischen Versteinerungen im Voltziensandstein, sowie auf die petrographisch wenig scharfe Trennung dieser beiden Ablagerungen beruft. Der Vergleich des

1. Note sur le trias dans la région méridionale des Vosges (Bull. Soc. des sciences, 1888. Paris, Nancy 1889). — Liétard führt in dieser Arbeit die Trennung des grès bigarré von Seiten der früheren Schriftsteller einschliesslich Hogard's in eine untere (die «haute masse du grès» umfassende) fossilarme Abtheilung und eine obere fossilreiche, aus dünnplattigen und thonigen Gesteinen («lits minces et argileux») bestehende auf unrichtige Beobachtungen jener zurück. Dieselben hätten die in jedem beliebigen Steinbruch des grès bigarré wahrzunehmende Erscheinung des oberflächlichen Zerfallens der Sandsteinbänke in dünne Platten fälschlich als charakteristisches Kennzeichen einer bestimmten Gesteinszone betrachtet und auf diese Weise aus Gesteinen der verschiedensten Niveaus des grès bigarré ihre obere, von Weiss und Benecke als Muschelsandstein zum unteren Muschelkalk gezogene Abtheilung gebildet. Die Richtigkeit der Beobachtung des Verfassers, dass die Sandsteine der verschiedensten Niveaus des grès bigarré oberflächlich gern plattig werden, soll an sich gewiss nicht bestritten werden, da ähnliche Erscheinungen an den verschiedensten Gesteinen wahrgenommen werden können. Die aus jener Thatsache bezüglich der Auffassung der Grenzschichten zwischen Buntsandstein und Muschelkalk seitens verschiedener Autoren gezogenen Schlussfolgerungen hingegen bedürfen zum mindesten einer sehr bedeutenden Einschränkung. Was nämlich die von Liétard S. 15 angezogenen Bemerkungen Benecke's sowie diejenigen von Weiss, welche er im Sinne hat, betrifft, so wird unverständlicher

hier beschriebenen ausführlichen Profils, in welchem die untere und mittlere Abtheilung zusammen dem Weiss'schen Muschelsandstein entsprechen, mit den rechtsrheinischen Muschelkalkprofilen, wie wir ihn soeben durchgeführt haben, müsste jedoch alle Bedenken darüber, wie auf der linken Rheinseite die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk zu ziehen sei, um in Uebereinstimmung mit den für die rechtsrheinischen Gebiete längst begründeten Auffassungen zu bleiben, vollständig heben, wenn in dieser Beziehung seit den Arbeiten von Weiss noch irgend welche Zweifel übrig geblieben wären. Darauf aber, dass in den verschiedenen Gebieten gleichmässig verfahren wird, kommt es ja, um hier nochmals an die schon früher von Benecke (Trias, S. 573) aus gleicher Veranlassung angezogenen treffenden Worte von Quenstedt (Flözgebirge Würtembergs, 1843, S. 28, 29) zu erinnern, vor allem an, während es verhältnissmässig unwichtig ist, wohin wir die Grenze legen.

Zum Schlusse gebe ich unten (S. 179) noch eine Eintheilung des unteren Muschelkalks der südwestdeutschen Gebiete, wie sie mir am naturgemässesten scheint, wenn auf die paläontologischen Verhältnisse das Hauptgewicht gelegt wird. Diese Eintheilung,

---

Weise vorausgesetzt, dass dieselben auch auf andere Steinbrüche als die an der Grenze von Buntsandstein und Muschelkalk geöffneten Bezug haben sollen. Die praktische Nutzanwendung der Liétard'schen Ausführungen, dieselben als zutreffend vorausgesetzt, wäre, dass auf den Weiss'schen Kartenblättern sowie den an dieselben anschliessenden lothringischen die als Voltziensandstein bezw. unterster Muschelkalk angegebenen Schichten keine bestimmten geologischen Horizonte darstellen würden, was jedoch dem wirklichen Thatbestand durchaus nicht entspricht. Es schien mir nothwendig, auf die diesbezüglichen Auseinandersetzungen Liétard's hier etwas näher einzugehen, da der Verfasser denselben grosses Gewicht beimisst, wie aus seinen Worten auf S. 16 des Aufsatzes zu ersehen ist: «En un mot, la division du grès bigarré en une haute masse et en lits minces n'existe pas» etc. und ferner: «Il est important d'insister sur la fausse interprétation attribuée à ce phénomène, car elle a conduit à donner du grès bigarré une description inexacte» etc. Für die von Weiss und Benecke beschriebenen Gebiete kann die von Liétard vorausgesetzte Unsicherheit in der Abgrenzung unseres oberen Buntsandsteins (entsprechend dem grès bigarré inférieur) gegen den unteren Muschelkalk bezw. Muschelsandstein (grès bigarré supérieur oder grès bigarré coquiller) jedenfalls nicht zugegeben werden. Wie weit dieselbe anderseits etwa für den französischen Gebietstheil der Südvogesen, auf welchen sich jene Untersuchungen ja zunächst beziehen, thatsächlich in Betracht kommen mag, dies zu untersuchen, liegt hier keine Veranlassung vor.

welche sich eng an die bei unseren obigen Ausführungen zu Grunde gelegte Dreitheilung der ganzen Abtheilung anschliesst, kommt wesentlich auf die SANDBERGER'sche hinaus, nur dass sie entsprechend dem vorgeschritteneren gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse des unteren Muschelkalks noch besser in den faunistischen Verhältnissen begründet sein dürfte. Sie bringt den in paläontologischer Hinsicht bestehenden schärferen Gegensatz der mittleren SANDBERGER'schen Abtheilung zur oberen als zur unteren zum Ausdruck und deutet an, dass, wenn man eine Zweitheilung des ganzen Formationsgliedes zu Grunde legen will, die Grenze zwischen oberer und unterer Abtheilung am naturgemässesten wohl über den obersten Spiriferinen-Horizont gelegt wird[1]. Die bei uns dem letzteren entsprechende Pentacrinus-Bank schliesst sich zwar in Lothringen besser an den Schaumkalk-Wellenkalk-Complex an, zu welchem sie auch oben in der für Lothringen speziell aufgestellten Gliederung gezogen ist. Allein in Rücksicht auf den paläontologischen Charakter der Bank in verschiedenen Gegenden wird man sie, wenn es sich um eine Gliederung von allgemeinerer Giltigkeit handelt, wohl nach unten ziehen müssen. Für die Praxis ist es wegen der geringen Mächtigkeit derselben ohne Belang, ob man so oder so verfährt.

Die Orbicularis-Platten dürfte man, wenn man den paläontologischen Gesichtspunkt als ausschliesslich massgebend betrachten wollte, allenfalls zu einer besonderen Hauptabtheilung erheben. In Anbetracht ihrer geringen Mächtigkeit — sie fallen in manchen Gegenden ganz aus —, welche sie mehr wie eine, wenngleich sehr charakteristische Einlagerung an der oberen Grenze der Formation denn als selbständige Abtheilung erscheinen lässt, wäre dies jedoch unzweckmässig. Man wird sie, in der hier angenommenen engeren Begrenzung, wie bisher nur als Unterabtheilung gelten lassen können.

Neben der unten gegebenen allgemeinen Eintheilung sind die verschiedenen Unterabtheilungen angeführt, welche auf den im Druck befindlichen, das hier behandelte lothringische Gebiet

---

1. Auch die Gliederung, welche v. SEEBACH, ECK u. s. w. für den unteren Muschelkalk am Südrande des Harzes ermittelt haben, fügt sich gut in diesen Rahmen ein. (Vergl. CREDNER, Elemente d. Geologie, 1887, S. 555).

betreffenden Kartenblättern unterschieden sind. Aus Reihe 3 dieser Zusammenstellung ersieht man, in welcher Weise die einzelnen Zonen auf den Karten selbst bezeichnet sind, aus Reihe 4, wie sich dieselben zu den auf den neuesten thüringischen Kartenblättern ausgeschiedenen Unterabtheilungen und enger begrenzten Zonen verhalten. Die beiden unteren Hauptabtheilungen, welche der Sandberger'schen unteren und mittleren Abtheilung sowie dem unteren Wellenkalk nebst einem Theil des oberen auf den preussischen Blättern entsprechen, sind auf den lothringischen Karten durch gleiche Grundfarbe zusammengehalten, um die in den paläontologischen Verhältnissen sich aussprechenden nahen Beziehungen derselben zu einander zum Ausdruck zu bringen.

In den westlicheren Gegenden Lothringens war es bis jetzt wegen der dort herrschenden petrographischen Einförmigkeit der Schichten des unteren Muschelkalks nicht möglich, in ähnlich ausführlicher Weise zu gliedern. Doch wird es, nachdem die Verhältnisse in den typischeren Entwicklungsgebieten einmal richtig erkannt sind, wahrscheinlich auch dort noch gelingen, wenigstens die wichtigeren Zonen nachträglich festzustellen, wie schon das oben angeführte Profil von Forbach zeigt. Auf den bereits erschienenen lothringischen Kartenblättern ist der ganze untere Muschelkalk, ähnlich wie auf den angrenzenden, von Weiss bearbeiteten preussischen Blättern, in zwei Abtheilungen geschieden, von welchen die obere ziemlich genau mit unserer oberen Abtheilung zusammenfällt. Eine solche Zweitheilung des unteren Muschelkalks, welche sich auch für das pfälzische Gebiet als zweckmässig erwiesen hat — siehe die oben, S. 168—169 mitgetheilte Gliederung von Leppla —, lässt sich in dem reichsländischen Gebiet noch überall da ziemlich leicht durchführen, wo eine weitergehende Gliederung nur mit erheblichen Schwierigkeiten durchzubringen wäre. Da nun gegen eine solche Zweigliederung, wie aus den obigen Erörterungen hervorgeht, auch von allgemeineren Gesichtspunkten aus keine Einwendungen zu erheben sind, so wird um so mehr bei den ferneren Kartenaufnahmen im Reichslande bezüglich der Darstellung des unteren Muschelkalkes an dem bisherigen Verfahren festgehalten werden können.

Eintheilung des unteren Muschelkalks in Südwest-Deutschland. (Schumacher).	Unterabtheilungen in Elsass-Lothringen. (Schumacher).	Bezeichnungen auf der geol. Specialkarte des Reichslandes.	Zonen auf den thüring. Blättern Meiningen (1880-84), Helmershausen (1880) u. s. w.
Orbicularis-Platten und Crinoiden-Bänke. (Schaumkalk.)	Dichte Dolomite = Orbicularis-Schichten im Eck'schen Sinne.	Schichten mit *Myophoria orbicularis*. μ	Schichten mit *Myophoria orbicularis* und Zone der Schaumkalkbänke. χ
Myophoria orbicularis oben vorwiegend, nach unt. zurücktretend, hier Reichthum an Crinoiden. *Gerv. Goldfussi.*	Crinoiden-Schichten. (Schaumkalk u. dichter Wellenkalk.)	Schaumkalkreiche Zone. χ	
	Körniger Wellenkalk.	[Wellenkalk-Zone.] m_{u_2}	
Obere od. Haupt-Brachiopoden-Schichten. *Terebratula vulgaris* unten durchaus vorwiegend, nach oben schnell, meist ganz, zurücktretend. *Spiriferina fragilis* u. *hirsuta* mehr oder minder verbreitet und bezeichnend.	Pentacrinus-Bank. (=Spiriferinen-Bk. Sandberger's). Dolomitische Wellenmergel, im oberen Theil mit einer *Lingula*-, im unteren mit einer, manchmal *Terebratula* führenden, *Gervillien-Myaciten*-Bk.	Terebratel-Zone (im weiteren Sinne). τ	Oberer Wellenkalk: Obere flaserige und wulstige Kalkschiefer. m_{u_2}
	Terebratel-Zone mit zwei terebratelführenden Hauptbänken. *Spiriferina.*	Obere und untere Terebratelbank als blaue Linien ausgeschieden.	Zone der Bänke mit *Terebratula vulgaris*. τ
Untere Brachiopoden-Schichten oder Schichten des *Amm. Buchi* (u. *Strombecki*). Brachiopoden, namentlich *Terebratula vulgaris* und *Spiriferina fragilis* in sehr verschiedenen Horizonten, für manche derselben leitend. — *Terebratula Ecki.*	Region der Myaciten-Bänke. *Terebratula Ecki.*	[Mergelige Schichten.] m_{u_1}	Unterer Wellenkalk: Untere flaserige und wulstige Kalkschiefer (mit der Oolithbank). m_{u_1}
	Trochiten-Zone mit *Terebratula vulgaris, Spiriferina, Ammonites Buchi, Lingula*, Saurierresten.	Fossilreiche, sandige Schichten = Trochiten-Zone. σ	

W. Frantzen schlägt in seiner Arbeit: «*Terebratula Ecki* nov. sp. und das Lager dieser Versteinerung bei Meiningen» (Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1881, S. 173) vor, zur Vermeidung von Missverständnissen wenigstens in der Literatur eine gleichförmigere Theilung des unteren Muschelkalks als bisher anzunehmen und die Grenze zwischen unterer und oberer Abtheilung überall, wo es angeht, bei der untersten schaumigen oder oolithischen Bank zu ziehen, d. h. also für die süddeutschen Profile diese Grenze in die Schicht mit *Terebratula Ecki* zu verlegen, deren ungefähres Aequivalent, die unterste Schaumkalkbank, bei Rüdersdorf und in Norddeutschland überhaupt als Grenzbank der oberen gegen die untere Abtheilung benutzt worden ist. Indessen scheint dieser Horizont nicht überall deutlich entwickelt zu sein. Im Reichsland ist er nach den bisherigen Erfahrungen nur schlecht angedeutet, und seine Auffindung dürfte wohl auch noch in manchen anderen Gegenden Schwierigkeiten bereiten, was die Verwerthbarkeit desselben als Grenze zwischen zwei Hauptabtheilungen doch sehr wesentlich beeinträchtigt. Der als etwas mächtigere Zone entwickelte und durch das Zusammenvorkommen von Spiriferinen mit der *Terebratula vulgaris* noch ausserdem ausgezeichnete obere Terebratelhorizont Eck's bildet dagegen augenscheinlich einen durchgehenden und viel leichter auffindbaren Horizont.

Benutzt man die unterste Schaumkalkbank bezw. untere Oolithbank, Myacitenbank u. s. w. als Grenzschicht, so erhält man für die meisten Gebiete zwei sehr verschieden mächtige Hauptabtheilungen, indem nämlich alsdann die obere Abtheilung bei Meiningen 74,4, zwischen Nagold und Dornstetten 48,5, bei Durlach 41,8, im nordöstlichen Lothringen 45,0 m misst, während sich die Mächtigkeit der unteren in diesem Falle für die betreffenden Gegenden nur auf 36 m, 18,5 m, 15,4 und 11 m stellt. Aehnliche Unterschiede in der Mächtigkeit ergeben sich, wenn man, vom paläontologischen Gesichtspunkt ausgehend, die Grenze zwischen unterer und oberer Abtheilung über den obersten Spiriferinenhorizont (bezw. die Pentacrinus-Bank) legt. In beiden Fällen gelangt das in der Richtung beckeneinwärts stattfindende, mächtige Anschwellen der unteren Abtheilung (nach Sandberger's, Eck's

neuerer und unserer eigenen Auffassung) von 22,5 m im nordöstlichen Lothringen bis 139 m bei Rüdersdorf nicht zum Ausdruck. Gleichwohl aber stellt dasselbe gegenüber der bis in sehr grosse Nähe der einstigen Küste nahezu gleich bleibenden Mächtigkeit der oberen (nach ECK'scher) bezw. der mittleren und oberen Abtheilung (nach SANDBERGER's und unserer Auffassung) zusammen — Rüdersdorf 29 m, nordöstliches Lothringen 33,5 m — gewiss auch ein interessantes und, wenn möglich, berücksichtigenswerthes stratigraphisches Moment dar.

Aus diesen Gründen würde es mir zweckmässig erscheinen, falls die auf der Tabelle 2 angewendete Dreitheilung, welche mir als die natürlichste erscheint, indem sie nach meiner Meinung den petrographischen, paläontologischen und tektonischen Verhältnissen möglichst gleichmässig Rechnung trägt, keinen Anklang finden sollte, fernerhin bei der ECK'schen, von Seiten der preussischen geologischen Landesanstalt für die neueren kartographischen Veröffentlichungen zu Grunde gelegten Auffassung zu bleiben und demgemäss die obere Abtheilung des unteren Muschelkalks mit dem unserer Haupt-Terebratelbank entsprechenden Terebratelhorizont zu beginnen.

Man brauchte also nur daran fest zu halten, die untere Abtheilung des unteren deutschen Muschelkalks bis zum Haupt-Terebratelhorizont dieses Formationsgliedes (dem oberen Terebratelhorizont nach ECK's, dem obersten nach unserer Auffassung) zu rechnen, und würde dann, wenn man von einer oberen Abtheilung spricht, nur nöthig haben hinzuzufügen, ob nach ECK'scher oder SANDBERGER'scher Auffassung, welch letztere sich mit der unserigen deckt, da man über die naturgemässeste Begrenzung einer mittleren Abtheilung, wenn noch eine solche unterschieden werden soll, wohl kaum mehr im Zweifel sein kann, so dass die Bezeichnung «mittlere Abtheilung des unteren Muschelkalks» in Bezug auf die deutschen Verhältnisse auch ohne besonderen Zusatz kaum missverstanden werden könnte, wenn man sich über die Festhaltung des ECK'schen oberen Terebratelhorizontes als Grenzschicht gegen die untere Abtheilung geeinigt hätte.

Nachträge.

1. Zu S. 164. — Ob SANDBERGER's Dentalienbank (Tab. 2, Reihe 6) mit derjenigen von SCHALCH (Beitr. 1873) auf gleicher Linie steht, halte ich mit letzterem für zweifelhaft. (Vergl. hierüber auch H. ECK, Geol. Beschr. v. Rüdersdorf und Umgegend. 1872. S. 174). Jedenfalls gehört wohl diese Bank unter den unteren Terebratelhorizont ECK's; sie fällt entweder in unsere Trochitenzone oder liegt doch nur wenig über derselben. Mit der oberen Trochitenbank Lothringens und des Unter-Elsass, welche ein nicht sehr viel tieferes geologisches Niveau als jene einnehmen dürfte, hat sie mancherlei gemeinsam, u. a. das Vorkommen von *Myophoria curvirostris* (*aculeata* HASSENC.). Doch ist zu berücksichtigen, dass sich jene Form ähnlich wie die Dentalien schon in den allerverschiedensten Bänken des unteren Muschelkalks gefunden hat, dass sie beispielsweise bei Meiningen (FRANTZEN, Erl. zu Bl. Meiningen. 1889) ausser im untersten Wellenkalk in den beiden Terebratelbänken der Terebratelzone, in dem Terebrateln führenden Bänkchen nahe über der oberen Terebratelbank, im Niveau der Spiriferinenbank SANDBERGER's und in der mittleren Schaumkalkbank der Zone δ beobachtet ist, während sie anderwärts auch in der Schaumkalkbank α vorkommt. Gleichwohl wird diese Art besonders aus den tiefsten Schichten der Wellenkalkgruppe oft angeführt (vergl. Reihe 1, 2, 6, 7 der Tab.), so dass sie hier vielleicht am häufigsten auftritt.

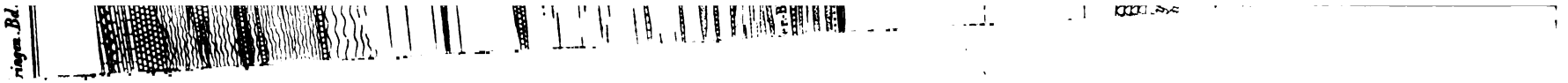
2. Zu S. 172. — Bei Rüdersdorf (H. ECK, Rüdersdorf und Umgegend. 1872) ist die Mächtigkeit des Wellenkalks unterhalb der Schichten mit *Terebratula vulgaris* noch grösser; sie beträgt hier bereits 139 m, während die höheren Schichten wieder nur 29 m mächtig sind.

Strassburg, im September 1889.

Gliederung des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen.

Region der Myacitenbänke.	15,0 m	Hälfte lichtgrau, unten meist dunkler grau oder auch violett. Eingeschaltet sind: meist versteinerungsarme und selten über 0,2 m mächtige, hellockerfarbene, rostbraun getupfte dolomitische Sandsteinbänke, zu oberst auch (sandige) Dolomitbänkchen. Sandstein (sandiger Dolomit): Mergel etwa wie 1 : 6 bis 1 : 11. .	15,0	Kegel mit untergeordneten dolomitischen Sandsteinen.	Mergelige Schichten.
		In den Mergeln nahe unter der Terebratelbank, seltener in den dolomitischen Bänkchen: ***Myacites Fassaensis, Myophoria cardissoides, Chemnitzia Schlotheimi, Lima lineata,*** zuweilen auch ***Terebratula vulgaris.***	15,0		15,0 m ***Myacites Fassaensis*** u. ***Myophoria cardissoides*** für manche Bänke charakteristisch. Saurier- u. Pflanzenreste sowie ***Terebratula vulgaris*** selten, ebenso ***Terebr. Ecki.***
		6—7 und 11—12 m unter der Haupt-Terebratelbank oft Myacitenbänke: sandig-dolomitische Bänke, nicht selten ellipsoidisch abgesondert, mit ***Myacites Fassaensis, Myophoria cardissoides, Gervillia socialis, Lima lineata, Pecten discites, Chemnitzia Schlotheimi,*** vereinzelten Saurier- und Pflanzenresten. ***Terebratula*** selten.			
		Etwa im Niveau der unteren Myacitenbank selten ***Terebratula Ecki.***			
Trochitenzone.	7,5 m	**Trochitenarme Zone.** 4,3 Sandstein und Thon (zu oberst auch Mergel) in Wechsellagerung. Sandstein: Thon meist etwa wie 1 : 1. — Der Sandstein theils in dünneren, bräunlichen Platten mit vereinzelten Muscheln, theils in dickeren (bis über 1 m mächtigen) Bänken. Letztere manchmal schalenförmig (ellipsoidisch) abgesondert, mit vereinzelten Pflanzenresten. Zu oberst meist braune (dolomitische) Bänke mit einigen Trochiten, selten eine harte, sandige Kalkbank mit Trochiten und Foraminiferen. — Trüb violette (grau- bis braunviolette) Farbentöne, namentlich bei den Thonen, überaus häufig	4,3	Dolomitische Sandsteine und Thonsandsteine mit eingeschalteten Thonen.	Sandig-thonige Schichten.
		Trochitenreiche Zone. 3,2 **Obere Trochitenbank:** Mulmiger brauner (bis violetter) Sandstein oder ockergelber sandiger Dolomit mit Trochiten, ***Terebratula vulgaris,*** ***Myophoria laevigata*** u. ***vulgaris, Gervillia socialis, Lima lineata*** u. ***striata, Mytilus vetustus, Pecten discites, Modiola Credneri, Hinnites comptus, Tellina anceps,*** verschiedenen ***Ostreen.*** ***Spiriferina fragilis*** manchmal zahlreich, ***Spiriferina hirsuta*** und ***Myophoria curvirostris*** selten. [Im Unter-Elsass ***Dentalium laeve*** und ***Ammonites Buchi.***] — Zuweilen als kieseliger Kalkstein mit Foraminiferen entwickelt. Meist durch versteinerungsarmen Sandstein ersetzt	0,3		7,5 m Trochiten, Saurier- und Pflanzenreste sowie Gastropoden, ***Spiriferina fragilis*** charakteristisch u. z. Th. häufig. — ***Terebratula vulgaris*** nur in einer Bank reichlich. ***Ammonites Buchi.***
		Sandstein, vorwaltend grau u. nicht dolomitisch, in bis 1 m dicken (häufig dünnschiefrigen) Bänken, mit Thon (häufig trüb violett) in Wechsellagerung. Sandstein: Thon etwa wie 2 : 1. Vereinzelte Pflanzenreste, zerstreute Trochiten oder manchmal ein Trochitenbänkchen ungefähr in der Mitte . .	2,4		
		Untere Trochitenbank: Gelblicher (dolomitischer) bis brauner (mulmiger) Sandstein mit Trochiten, Sauriern, Gastropoden, ***Myophoria vulgaris*** u. ***laevigata, Lima striata, Mytilus vetustus, Gervillia socialis, Modiola Credneri, Hinnites comptus,*** verschiedenen ***Ostreen, Lingula, Pecten discites, Myacites Fassaensis, Cidaris grandaeva. Spiriferina fragilis*** und ***Terebratula vulgaris*** ziemlich selten. Die Bank wird häufig versteinerungsarm und keilt manchmal ganz aus	0,3		
		Sandstein, hellfarbig oder dunkelbraun (mulmig), meist versteinerungsleer, seltener mit Trochiten bezw. Muscheln — oder grauer Thon	0,2		

Durchschnittliche Mächtigkeit des unteren Muschelkalks . . . . 56,0 m



ringen. Bd. II.
Myophoria orbi
Fischer Sand

Bd. IV. Heft 1. W
Stephanoce
Tafeln. 18
Heft 2. A.
Unter-Elsa
Heft 3. A.
der Pfirt.
Heft 4. O. S
schen Tie
Heft 5. G.
ringen. M

B. Mittheilungen d

Bd. I. 4 Hefte (à
Bd. II. Heft 1 .

b. Verlag der S

A. Geologische Sp

(Der Pr

Ausgabe von 1887.

Ausgabe von 1889.
sendorf, Bole

Geologische Karte
gung der ag
E. Schumache

Geologische Uebersi
Massstab 1 : 8
E. Schumache
veke. Mit Erl
mann und L. v
sichtskarte d
Lothringen, I
Rheinprovinz.

Uebersichtskarte de
Lothringen.

Geologische Uebersi
zogthums L
von Dr. L. v
einer Profiltaf
des mesozoisch
angrenzenden

Inhalt.

Seite.

Das Rothliegende des Breuschthales. Von Herrn H. Bücking in Strassburg i. E. 105

Zur Kenntniss des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. Von Herrn E. Schumacher in Strassburg i. E. Mit Tafel V und 2 Tabellen 111

BRANNER EARTH SCIENCES LIBRARY

554.438
A461
v. 2
no. 1-2
1889

Stanford University Libraries
3 6105 008 167 541

Verify 1 sheet (s)
in pocket

Stanford University Libraries
Stanford, California

Return this book on or before date due.

554.438
A461

1 sheet 4/4/95